

**UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID**  
**FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS**  
**Departamento de Física de la Tierra, Astronomía**  
**y Astrofísica I**



**ANÁLISIS Y APLICACIONES DEL RUIDO SÍSMICO EN**  
**MÉXICO, GOLFO DE MÉXICO Y CARIBE : TOMOGRAFÍA**  
**DE ONDAS SUPERFICIALES RAYLEIGH Y LOVE**

**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR**  
**PRESENTADA POR**

**Beatriz Gaite Castrillo**

Bajo la dirección de los doctores

Antonio Villaseñor Hidalgo  
Miguel Herraiz Sarachaga

**Madrid, 2013**

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

Facultad de Ciencias Físicas

# **Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe:** **Tomografía de ondas superficiales** **Rayleigh y Love**

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Física

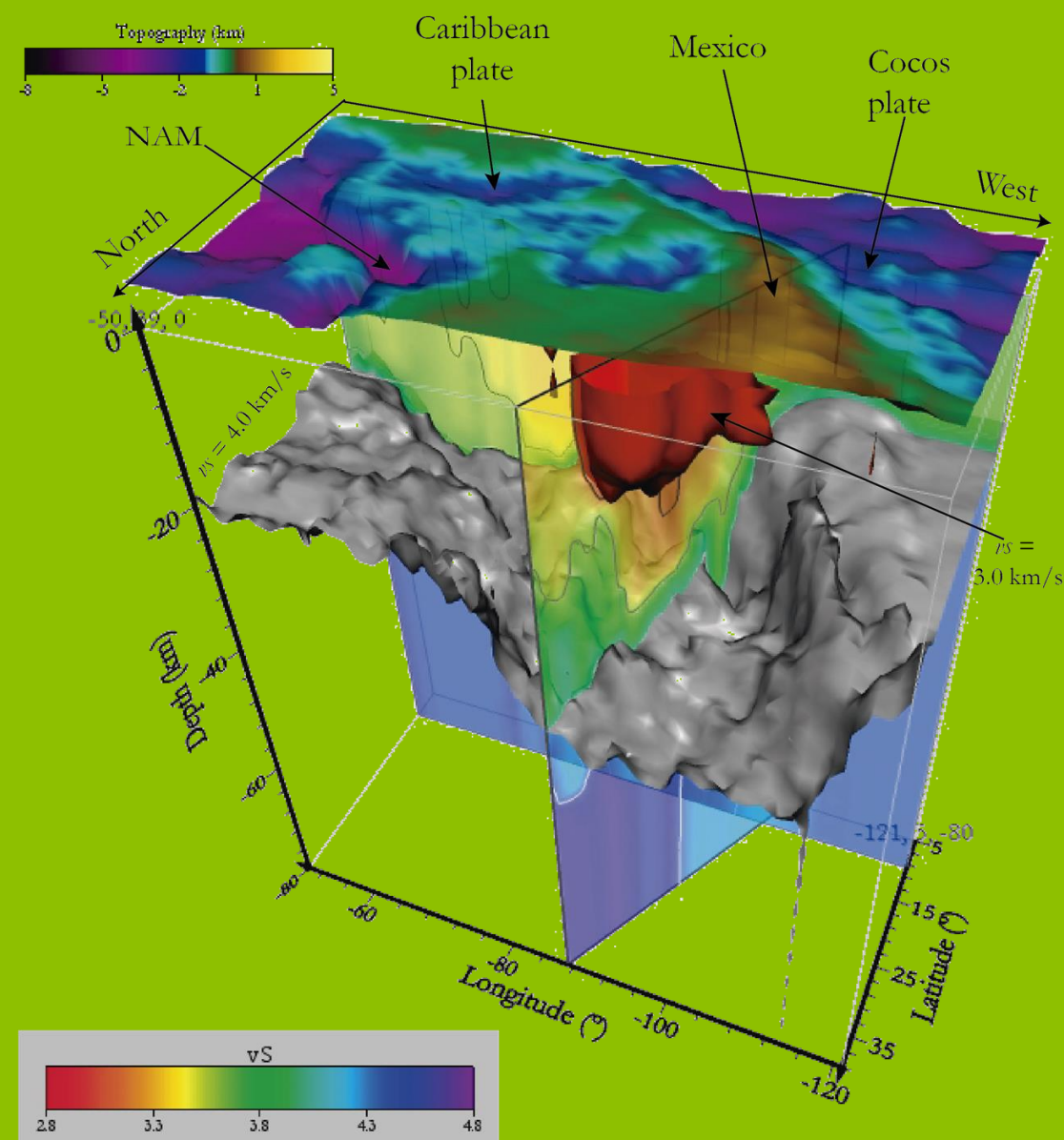
Beatriz Gaite Castrillo

Directores:

Dr. Antonio Villaseñor Hidalgo

Dr. Miguel Herraiz Sarachaga

Madrid, abril 2013



Tomografía de ondas superficiales en México, Golfo de México y Caribe

Beatriz Gaite Castrillo



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I

Facultad de Ciencias Físicas

# **Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe:**

## **Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love**

Memoria presentada para optar al Grado de Doctor en Física

Beatriz Gaite Castrillo

Directores:

Dr. Antonio Villaseñor Hidalgo

Dr. Miguel Herraiz Sarachaga

Madrid, abril 2013





A Luis,

el abuelo de la bici.



# Índice:

Agradecimientos .....	<i>i</i>
Lista de abreviaciones y anglicismos .....	<i>iii</i>
Extended abstract .....	<i>v</i>

## Capítulo 1 Introducción

1.1 Objetivos .....	2
1.2 Motivación .....	4
1.3 Marco tectónico de México, golfo de México y el Caribe .....	4
1.4 Estudios previos de tomografía de ondas superficiales .....	6
1.5 Datos .....	9
1.6 Metodología .....	11
1.7 Estructura de la memoria .....	13

## Capítulo 2 Principios de interferometría sísmica

2.1 A qué se llama ruido sísmico .....	15
2.2 Contenido espectral del ruido sísmico .....	17
2.3 Microsismo primario y secundario.....	20
2.4 Relación entre campos de ondas aleatorios y la función de Green del medio .....	24
2.4.1 Antecedentes .....	24
2.4.2 Fundamento teórico .....	25
2.4.3 El caso concreto del ruido sísmico y las ondas superficiales .....	28
2.5 Ventajas e inconvenientes del uso del ruido sísmico frente a fuentes tradicionales ..	30

## Capítulo 3 Cálculo de correlaciones de registros de ruido sísmico

3.1 Extracción de ondas superficiales a partir de registros de ruido sísmico: visión general .....	33
3.2 Selección de datos .....	36
3.2.1 Continuidad temporal .....	38
3.2.2 Longitud del registro temporal.....	36
3.3 Pre-procesado de registros continuos para el cálculo de las correlaciones cruzadas ..	40
3.3.1 Extracción de los datos .....	41
3.3.2 Reducción de la media y la pendiente .....	42
3.3.3 Eliminación la respuesta del instrumento .....	42
3.3.4 Corte de los extremos .....	43
3.3.5 Decimación .....	44
3.3.6 Normalización temporal .....	44
3.3.7 Normalización espectral ( <i>blanqueo o whitening</i> ) .....	51
3.4 Cálculo de correlaciones .....	52
3.4.1 Apilado .....	56
3.4.2 Correlación simétrica .....	57
3.4.3 Determinación de la calidad de las correlaciones .....	58
3.4.3.1 Observación de correlaciones mensuales .....	58
3.4.3.2 Relación señal-ruido (SNR) .....	62
3.4.4 Efecto de la longitud del registro en la calidad de las correlaciones .....	66
3.4.5 Comparación de apilado lineal en el tiempo y apilado con coherencia de la fase .....	68
3.5 Cálculo de la función de Green .....	69

## Capítulo 4 Obtención de curvas de dispersión

4.1 Principales características de las ondas superficiales .....	77
4.2 Cálculo de velocidades de dispersión: Método FTAN .....	81
4.2.1 Velocidad de grupo a partir de correlaciones de ruido sísmico .....	82
4.2.2 Velocidad de grupo a partir de terremotos .....	85
4.2.3 Velocidad de fase .....	85
4.3 Obtención de la velocidad de grupo a partir de la velocidad de fase .....	88
4.4 Efecto de la longitud de los registros continuos en las curvas de dispersión .....	90
4.5 Análisis de errores .....	92
4.5.1 Estimación de la incertidumbre de las velocidades de correlaciones de ruido sísmico .....	92
4.5.2 Estabilidad espacial de las velocidades a partir de correlaciones de ruido sísmico .....	94
4.5.3 Sensibilidad de la velocidad de grupo ante errores de tiempo .....	95
4.5.4 Efecto de diferencias en la localización .....	96
4.6 Curvas de dispersión en diferentes regímenes tectónicos .....	100
4.7 Comparación de velocidades de grupo medidas en correlaciones y en terremotos ...	103

## Capítulo 5 Inversión de ondas superficiales para obtener $v_s$ : metodología

5.1 Tomografía de ondas superficiales .....	107
5.1.1 Límites de la teoría de rayo .....	110
5.1.2 Criterios de selección de datos de entrada .....	114
5.1.3 Parámetros de suavizado .....	119
5.1.4 Resolución de la tomografía .....	119
5.1.5 Sensibilidad de la tomografía a la distribución de fuentes y receptores .....	125
5.1.6 Simulaciones .....	128
5.2 Inversión de las velocidades de grupo y de fase para obtener $v_s$ .....	129
5.2.1 Problema directo .....	131
5.2.2 Problema inverso .....	133
5.2.3 Calibración de la inversión .....	139
5.2.4 Parametrización del medio .....	140
5.2.5 Análisis de errores .....	141
5.2.6 Simulaciones de la inversión .....	142

## Capítulo 6 Tomografía de ondas superficiales en México, golfo de México y el Caribe: Resultados y discusión

6.1 Tomografía de velocidad de fase y grupo a partir de ruido sísmico .....	151
6.1.1 ANT de ondas Rayleigh .....	151
6.1.2 ANT de ondas Love .....	156
6.2 Tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love a partir de terremotos .....	159
6.3 Modelo de velocidad de onda S .....	162
6.3.1 Combinación de medidas de dispersión .....	162
6.3.2 Sensibilidad del modelo de $v_s$ a cambios en la velocidad de grupo .....	165
6.3.3 Norma L2 y longitud del paso de búsqueda .....	167
6.3.4 Modelos 1D de velocidad de onda S .....	170
6.3.5 Mapas de velocidad de onda S .....	173
6.3.6 Perfiles en profundidad .....	177
6.3.6.1 Modelo $v_s$ de la placa de Norteamérica .....	177
6.3.6.2 Modelo $v_s$ de la placa Caribe .....	183

## Capítulo 7 Conclusiones .....

## Bibliografía .....

# Agradecimientos

Agradezco la guía en la realización de esta tesis a mis dos supervisores Antonio Villaseñor y Miguel Herraiz, cuyas enseñanzas de los diversos aspectos de la investigación y guía en la ejecución de este trabajo es inestimable y sin su ayuda no habría sido posible llevarlo a cabo.

Parte de esta tesis ha sido posible por colaboración de Arturo Iglesias en las modificaciones de su programa de inversión y su visita al Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (ICTJA) para trabajar juntos.

También agradezco los útiles comentarios sobre la metodología empleada de Fan-Chi Lin, Morgan Moschetti, Michael Ritzwoller, Misha Barmin y Anatoli Levshin, a este último además, por sus lecciones sobre ondas superficiales. También he de agradecer a Charles Ammon la accesibilidad de sus programas. A Bob Herrmann le agradezco la disponibilidad para uso público y mejora continua de sus programas y su amable ayuda en la utilización; A Martin Schimmel la disponibilidad de su programa y de él mismo para resolver cualquier duda y sugerir nuevos caminos de investigación; A Ivone Jiménez el cálculo de las anomalías de velocidad de Bouguer; A Mario Ruiz por la resolución de problemas de cualquier índole; A Paco Sánchez-Dulcet por su ayuda eficaz, entre otras cosas, en la preparación de la presentación de este trabajo; A Ignacio Marzán y Giovanni Camanni por su ayuda en la visualización 3D del modelo; A Shri Krishna su guía en mis primeros pasos en investigación.

Agradezco al Servicio Sismológico Nacional de México (SNN), al Centro de gestión de datos IRIS, a las redes sísmicas CI, CU, G, GE, II, IU, LI, NR, OV, TA y US el mantenimiento de las estaciones y la disponibilidad de sus datos. En particular a C. Valdés, A. Cárdenas, C. Cárdenas, I. Rodríguez, J. Pérez, J. Estrada y S.I. Franco por la ayuda en la recopilación de datos continuos del SSN. Agradezco la invitación y las facilidades ofrecidas por Harley Benz para realizar dos estancias en el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), fructíferas para el desarrollo de esta tesis.

La mayor parte de este trabajo se ha desarrollado en el Departamento de Estructura y Dinámica de la Tierra del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera. Agradezco la disponibilidad ofrecida por las investigadoras e investigadores de este Departamento a lo largo del desarrollo de este trabajo. Igualmente a los investigadores del USGS en Golden y a los del Departamento de Sismología del Instituto de Geofísica de la UNAM, que amablemente respondieron mis consultas durante las estancias que realicé.

Agradezco a la liebre-caracol latina la resolución de las dudas lingüísticas. A los revisores animosos y sus buenas recomendaciones: David Martí; Eduard Saura y sus enseñanzas de

geología para mejorar la interpretación del modelo; Nuria Gaite; Arancha Ugalde, además por su compañerismo y contagioso tesón, y, especialmente a Daniel García por la lectura del borrador inicial y apoyo constante a lo largo de todo el proceso de la tesis.

Han ayudado a la ejecución de este trabajo las charlas con Anne Bècel; los entrenamientos con Sofía Casquero; las comidas compartidas del día a día con David, Ignacio, Eduard, Ivone, Daniel, Antonio y los que cayeron en el camino; los cafés y tertulias con Emilio Casciello; los guisos y paciencia de Aloña. Se ha hecho más llevadero por los compañeros de doctorado de Barcelona actuales (Alba, Alberto, Chiara, Elena, Giovanni, Jan, Juan, Lavinia, Mar, Olga, Raquel, Siddique, Steffy, María Jesús, Guiomar ...); los pasados (Leire, Javier, Imma, Isaac, ..); los de Madrid (Tatiana, Paco, ...); los que me acogieron en México y me acompañan desde entonces (Arturo, Lilia, Oralia, Sara, Xyoli, ...); los que me acogieron en “El Dorado” del wild west (Victor, Emili, Melani, Sue, ...); los de Barna (Samu, Xell, Gabi, ...); la creatividad y expresividad surgidos en Tragandansa.

El apoyo de los incondicionales ha ayudado a que este trabajo salga adelante: Victorina Castrillo, Gonzalo Gaite, los superZ, las Fisikosas, Nutri y Daniel.

Esta memoria ha mejorado gracias a las discusiones surgidas durante la presentación de este trabajo en el Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid en marzo de 2013. Agradezco las sugerencias ofrecidas por los Dres.: Agustín Udías, Ana Negredo, Carlos Yagüe, Diego Córdoba, Elisa Bufo, Encarnación Serrano y Miguel Santoyo.

Esta investigación se ha podido realizar gracias a financiación del programa Consolidar-Ingenio 2006-2011 CSD-2006-00041 (TOPO-IBERIA), del proyecto CO-DOS de REPSOL y de la Asociación Universitaria Iberoamericana de Posgrado (AUIP) para realizar la estancia en el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

# Lista de abreviaciones y anglicismos

Los siguientes términos están, en general, explicados en su primera aparición, pero este es el listado completo y alfabético de todos ellos.

<i>Annealed</i>	<i>Templado, cristalizado</i>
<i>ANT</i>	<i>Ambient Noise Tomography / Tomografía de ruido sísmico o ruido ambiente</i>
<i>ASL</i>	<i>Albuquerque Seismological Laboratory</i>
<i>beam-forming</i>	<i>Técnica de procesamiento de señal para controlar su direccionalidad mediante el uso de antenas</i>
<i>Caltech</i>	<i>California Institute of Technology</i>
<i>CI</i>	<i>Red Sismológica Regional de Caltech</i>
<i>CNRS</i>	<i>Le Centre National de la Recherche Scientifique</i>
<i>CU</i>	<i>Red Sismológica de El Caribe</i>
<i>CWB</i>	<i>Continuous Waveform Buffer / Base de Datos Continua</i>
<i>FTAN</i>	<i>Frequency Time ANalysis / Análisis en el dominio de tiempo-frecuencia</i>
<i>G</i>	<i>GEOSCOPE</i>
<i>gap</i>	<i>hueco, falta de señal</i>
<i>GE</i>	<i>GEOFON</i>
<i>GFZ</i>	<i>Deutsches GeoForschungsZentrum</i>
<i>GSN</i>	<i>Red Sismológica Global</i>
<i>IDA</i>	<i>Red Internacional de Acelerómetros</i>
<i>IG</i>	<i>Red Nacional de Banda Ancha de México</i>
<i>IPGP</i>	<i>Institute de Physique du Globe de Paris</i>
<i>II</i>	<i>Red Sismológica perteneciente a la GSN</i>
<i>IRIS</i>	<i>Incorporated Research Institutions for Seismology</i>
<i>IU</i>	<i>Red Sismológica perteneciente a la GSN</i>
<i>LI</i>	<i>Experimento de ondas gravitacionales con Interferometría Láser</i>

<i>NEIC</i>	<i>U.S. National Earthquake Information Center</i>
<i>NR</i>	<i>Red Sismológica temporal en Baja California (NARS)</i>
<i>OBS</i>	<i>Ocean Bottom Seismometer</i>
<i>Plateau</i>	<i>Meseta</i>
<i>QUACK</i>	<i>Quality Control Analysis Kit</i>
<i>rollback</i>	<i>retroceso de la fosa de subducción</i>
<i>SAC</i>	<i>Seismic Analysis Code</i>
<i>SIO</i>	<i>Scripps Institution of Oceanography</i>
<i>SSN</i>	<i>Servicio Sismológico Nacional de México</i>
<i>OV</i>	<i>Red del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica</i>
<i>TA</i>	<i>Red Sismológica temporal USArray</i>
<i>ULP</i>	<i>Université Louis Pasteur</i>
<i>US</i>	<i>Red Sismológica de EE.UU.</i>
<i>USGS</i>	<i>U.S. Geological Survey</i>



## Extended abstract

This thesis presents a 3D shear wave velocity model of Mexico, gulf of Mexico and the Caribbean obtained from surface-wave velocities. The surface-wave velocities are computed with two different methods: A recent one, ambient noise tomography (ANT) and the commonly used, earthquake's tomography.

ANT allows measuring surface-wave velocities at shorter periods than earthquake based tomography. One of the innovations of this research, in comparison with previous surface-wave tomography studies on this region, is the combination of earthquake's tomography with ANT results. Another is the independent measurements of group and phase velocities. These combinations cover a wide range of periods that allows imaging shear wave velocity from the crust to the upper mantle.

Another novelty of this study is the use of the broadband seismic network of Mexico that increases the path coverage, therefore enhances the resolution relative to previous studies, reveals new crustal characteristics and offers a whole seismic image of the area.

The 3D shear-wave velocity model is computed inverting jointly group and phase velocity of Rayleigh waves. The group dispersion curve is the combination of ANT and earthquake's tomography results from 10 to 100 s period. The phase velocity comes from ANT results and covers from 10 to 50 s. The crustal and upper-mantle shear velocity model computed is sensitive to 80 km depth and to layers of 5 km thickness. It has a horizontal resolution of 250 km on continental Mexico and 500 km on the gulf of Mexico and the Caribbean.

The results presented in this thesis contribute to get a crustal and upper-mantle seismic image of the area with greater detail than previous regional studies and, at the same time, a whole image, partly disclosed from local experiments on the region.

### Introduction

Crustal corrections have a significant impact in mantle tomography (*Bozdağlı Trampert, 2008; Lekić et al., 2010; Panning et al., 2010*) and the accuracy of earthquake location strongly depends on the velocity model chosen.

There is a lack of a regional-scale shear wave velocity crustal model covering Mexico, gulf of Mexico and the Caribbean, mainly due to the limits of the methodologies available up to 2005 and a sparse distribution of seismic stations on this region. Nevertheless, there are regional mantle seismic models from earthquake's tomography (e.g., *Vdovin et al., 1999;*

*Godey et al.*, 2003; *González et al.*, 2007) and several local-scale crustal seismic structure studies (e.g., *Campillo et al.*, 1996; *Shapiro et al.*, 1997; *Iglesias et al.*, 2001; *Zhang et al.*, 2007; *Miller et al.*, 2009; *Wang et al.*, 2009; *Chávez-García y Quintanar*, 2010; *Iglesias et al.*, 2010; *Stubbailo et al.*, 2012).

Diverse theoretical works have demonstrated that it is possible to obtain the Green's function of the media between two receivers from the cross-correlation of a diffuse wave field recorded on them (e.g., *Lobkis y Weaver*, 2001; *Snieder*, 2004). It was applied to seismology firstly with coda waves (e.g., *Campillo y Paul*, 2003; *Paul et al.*, 2005) and after with ambient noise records (*Shapiro y Campillo*, 2004; *Sabra et al.*, 2005a).

Ambient noise, also named seismic noise, is the continuous seismic record free of events such as, earthquakes, tremors, etc., and constitutes the most part of a seismic record. Ambient noise records are mainly composed of surface waves on the microseismic band, from 5 to 25 s of period. Previously to its new application, ambient noise was rejected from the data analysis and only the earthquakes or explosions were stored and used to extract information of the seismic structure of the media. Nowadays varied applications of ambient noise are frequently emerging and some steps of its processing to recover the Green's function of the media between the sensors are still on debate.

The difference between earthquake's tomography and ANT is the source of the data. The data of common tomography are earthquake records and the velocity of propagation corresponds to a wave that propagates from the epicenter to the station. Meanwhile, the data of ANT are ambient noise, the surface-wave velocity is computed from the cross-correlation of ambient noise recorded at two stations and corresponds to waves propagating from one sensor and being recorded in another one. With this on mind, in ANT each sensor acts as a virtual source and the wave trajectories correspond to the distance between the stations. The methods used to measure surface-wave group and phase velocities are the same regardless of their origin, that is, from earthquakes, bursts or ambient noise cross-correlations.

Due to the nature of the ambient noise and to the basis of the method, ANT allows imaging the crust at a regional scale (e.g., *Sabra et al.*, 2005b; *Shapiro et al.*, 2005). It has been applied to obtain crustal shear velocity models in different tectonic regions (e.g., *Bensen et al.*, 2009; *Zheng et al.*, 2011).

This new methodology together with the increasing number of broadband seismic stations deployments in the last decade on the region facilitate to image the crust in this area.

There are few studies that combine surface-wave velocity results from ANT and from earthquake's tomography to widen the period range to constrain the seismic structure from the crust to the upper mantle (e.g., *Yang y Ritzwoller*, 2008; *Yao et al.*, 2008; *Porter et al.*, 2012; *Zhou et al.*, 2012).

## Objectives

- To get Rayleigh and Love wave velocity (group and phase) maps from ambient noise tomography.
- To compute Rayleigh and Love wave group velocities from earthquake's tomography in order to: (1) Compare the results obtained with ANT; (2) complete its results to longer periods that constrain the lower crust; (3) and widen the imaged area.
- To generate a 3D shear wave velocity model of the crust and uppermost mantle of Mexico, gulf of Mexico and the Caribbean from the joined inversion of ANT and earthquake's tomography results.

## Data

Data used in this study consist of two years and a half (2006-2008) continuous recordings from approximately 100 broadband seismic stations of the Mexican and US national networks and other global and regional networks and temporary deployments. One of the most important contributions to this study comes from the increased station coverage of the region since the beginning of the 21st century. The Mexican broadband National Seismic Network (IG) has expanded its coverage towards the north and the south of the country; the regional Caltech network (CI) has increased the coverage on California and the deployment of the U. S. Geological Survey (USGS) Caribbean Network (*McNamara et al.*, 2006) has improved significantly the station coverage in the Caribbean region in recent years. Also, the availability of data from several high-density temporal broadband networks, such as the NARS array in Baja California (*Trampert et al.*, 2003), and the USArray Transportable Array in the continental US, has greatly increased the station density in the western and northern boundaries of the region. We also analyze more than 80 earthquakes of magnitude  $\geq 5.5$  and  $\leq 40$  km depth localized in the surroundings of the region.

## Methods

### 1. Rayleigh and Love wave group and phase velocity models from ambient noise tomography

We compute vertical component ambient noise cross-correlations following *Bensen et al.* (2007) and radial and transverse component as *Lin et al.* (2008). We analyze in detail the ambient noise processing and develop different techniques to improve the quality of the cross-correlations.

We measure Rayleigh and Love wave group and phase velocities from ambient noise cross-correlations using an automatic implementation (*Lin et al.*, 2008) of the Frequency Time Analysis (FTAN) of *Lershin et al.* (1972). The computation of group and phase velocities is done independently allowing to check the consistency of the measurements and to use them as independent data in the inversion for shear-wave velocity. We estimate the stability of the computed surface-wave velocities following the methodology proposed by *Bensen et al.* (2008). This involves obtaining the dispersion curves for 3-month yearly intervals during the entire time period of our data. The standard deviation of these measurements is considered as the uncertainty of the group and phase velocities.

Using the tomographic method of *Barmin et al.* (2001), we obtain group and phase velocity maps on a  $1^\circ \times 1^\circ$  grid for periods between 10 and 50 s for Rayleigh waves and from 10 to 20 s for Love waves.

### 2. Rayleigh and Love wave group velocity models from earthquake's tomography

We determine Rayleigh and Love wave group velocity dispersion curves from earthquake's records applying FTAN with PGSWMFA program from *Ammon* (1998). We invert Rayleigh and Love group velocities using the method of *Barmin et al.* (2001) to obtain group velocity maps on a  $1^\circ \times 1^\circ$  grid for periods from 20 to 150 s.

### 3. Rayleigh wave group velocities combined from ANT and earthquake's tomography

We combine group velocities results from ANT and from earthquake's tomography on each node of a  $1^\circ \times 1^\circ$  grid to extend dispersion curves from 10 to 150 s of period. We combine the results following a similar method of *Yao et al.* (2008). We consider only group velocity measurements with a resolution higher or equal to 250 km for ANT and 500 km for earthquakes' tomography origin measurements. The difference between velocities from ANT and from earthquakes varies from 0.09% to 1% in the period range of 20 to 50 s.

#### 4. Shear wave velocity model

We invert simultaneously group and phase velocity measurements for 1D shear wave velocity structure at each point in a map grid. We use a simple parameterization model of 3 layers and a half-space. The parameters (4 velocities and 3 thicknesses) can vary in a wide range to get an optimized solution for all the different tectonic domains of the study area. We use a modified code from *Iglesias et al.* (2001), which solves the forward model with the subroutine SURFACE85 (*Herrmann*, 1987) and inverts with the Simulated Annealing algorithm (*Goffe et al.*, 1994; *Goffe*, 1996). We select only optimum models with velocity increasing with depth. The adjust to the dispersion measurements is computed with a norm L2 as the sum of the norm of the phase and the group dispersion curves weighted equally if both curves have the same number of periods or weighted as 1.5 and 0.5, if one of them contains more velocity measurements than the other. We only invert dispersion curves with more than 3 velocity measurements. We then combine these 1D shear models to produce a 3D shear wave velocity model.

#### Results and conclusions

Based on the ambient noise processing described by *Bensen et al.* (2007) we have incorporated some processing steps to make the most of the continuous records, to reduce the amount of data processed and to increase the quality of the correlations (e.g., selecting extra time at the edges of the records, avoiding records with gaps, cutting the edges affected by tapering,...).

The adapted pre-processing of ambient noise of this study generates cross-correlations stable in time and space. This means that the waveforms of ambient noise cross-correlation of a station pair stacked at different period of time is similar. The same result is obtained when comparing the cross-correlations from two close station pairs.

In addition, we have tested the similarity between the waveform of an ambient noise cross-correlation and of an earthquake recorded in a close path, on the vertical and transverse components. We have confirmed the affinity between Rayleigh and Love wave group velocities measured from ambient noise cross-correlations and from an earthquake records with close paths.

Relative to the quality of the correlations, we observe that the SNR of instantaneous-phase-coherence stacked cross-correlations (*Schimmel et al.*, 2010) is higher than the linear-time-domain stacked correlations' SNR. Instantaneous-phase-stack allows measuring surface-wave velocities in paths where the linear stacked correlations have poor quality to extract

the dispersion curve. We find this stacking method specially promising for paths crossing the gulf of Mexico.

Finally, we propose a quality test to identify and reject records with errors by checking a small part of all the correlations. It involves the comparison of the cross-correlations between neighbouring stations stacked in different periods of time to check the similarity of the correlations.

36 months of continuous records and almost a hundred of stations allow getting good-quality dispersion curves from ambient noise cross-correlations and an adequate path density ( $\sim 2000$  paths for Rayleigh and  $\sim 1000$  for Love waves) to compute group and phase velocity maps of Rayleigh waves (10-50 s), and of Love waves (10 to 20 s), with 250 km of horizontal resolution on Mexico.

**Rayleigh and Love group and phase velocity maps from ANT** reveal the crustal seismic structure of Mexico. Low velocities at short periods (10-20 s) coincide with sedimentary basins (e.g., Colorado mouth, gulf of Mexico coastal plains) and high velocities correlate with mountain ranges (e.g., Sierra Madre Oriental, Occidental y del Sur). Some positive phase velocity anomalies at 10 and 14 s represent an imprint of the crustal thinning-like at the Gulf Extensional Province- or of new oceanic crust -as for example, at the South of the gulf of California-.

Rayleigh wave phase velocities at 50 s reveal some mantle seismic features. At this period a velocity contrast is clearly observed along the North American continent. Low velocities at the Basin and Range, and north and central Mexico contrast with high velocities at the East of the United States of America (Great Plains and Mississippi basin), Isthmus of Tehuantepec and Platform of Yucatan. These features have greater detail than previous surface-wave earthquakes' based tomography studies.

Around 80 earthquakes analyzed generate more than 4000 measurements of Rayleigh wave group velocity and more than 1500 of Love wave group velocity. The path coverage allows estimating Rayleigh and Love wave group velocity maps from 20 to 150 s with 500 km of horizontal resolution on the whole study region. The high resolution of the model is partly due to the broad-band Mexican network that offers a good station density on the area.

The results of **earthquake's tomography** at short periods from 20 to 30 s infer crustal seismic characteristics of Mexico and the gulf of Mexico where ANT is not well resolved due to a low path coverage. Two of the most remarkable features are: (1) Low velocities at the gulf of Mexico which are related with thick sediment deposits; (2) High velocities at the north of Colombia and Venezuela basins, suggesting a thinner crust than in other areas of

the Caribbean plate. At longer periods ( $\geq 80$  s), the most remarkable characteristic is the difference between low velocities on the tectonically active margin of western North America and the high velocities on Central North America plate corresponding with the passive margin of the plate. The high velocities at the Isthmus of Tehuantepec and Yucatan Platform contrast with the low velocities on the rest of Mexico and Central America. These results define the velocity distribution with higher accuracy than previous regional studies, and they coincide with the phase velocity results from ANT at 50 s computed in this study.

Rayleigh-wave group velocity curves from ANT and from earthquake's tomography are combined to get a wider period range. We invert joined Rayleigh-wave group velocity curves from 10 to 150 s and phase velocity curves from 10 to 50 s of period to compute shear-wave velocity. The 3D shear wave velocity model is sensitive to 80 km depth, to layers of 5 km thickness and has a horizontal resolution of 250 km on continental Mexico and 500 km on the gulf of Mexico and the Caribbean.

**The 3D shear wave velocity model** agrees with the main tectonic characteristics of the region, coincides with crustal features showed on local studies and exhibits an upper-mantle seismic image with higher resolution than previous regional tomographic results on the area. The agreement with previous studies produces reliability on our results and provides a baseline to interpret the data on regions without a shear-wave lithospheric model.

The model shows a whole image of the region that delineates with high resolution the seismic characteristics and reveals new ones. The most striking features are (ordered by depth and region):

- (1) The well-defined limits of crustal low velocities on the Mississippi basin enclosed on the north by the Ouachita orogeny front and observed to 12 km depth.
- (2) The high crustal velocities at 12 km coincident with the western part of the Paleozoic Ouachita orogenic belt.
- (3) The low crustal velocities along all the USA-Mexico boundary coincident with the Rio Grande basin on the eastern part of the continent.
- (4) The crustal heterogeneity of the Caribbean basins (e.g., Colombia, Venezuela and Grenada).
- (5) The high crustal velocities at the western part of North America delineate the extended crust along the Gulf Extensional Province.
- (6) The different velocities between continental blocks as, for example, the Yucatan and Chortis.
- (7) The high velocities of the gulf of Mexico aligned with the NNE direction at 30 km depth, possibly related with the gulf opening during the Jurassic.

- (8) The limit between high velocities at the westernmost part of the Mississippi basin and low ones on the Great Plains and East of the Colorado Plateau at 35 km depth corresponds to the Ouachita orogenic front.
- (9) The lowest shear-wave mantle velocities coincide with the negative Bouguer gravity anomalies computed in this study, and with the thinnest lithospheric mantle regions (e.g., Basin and Range, Sierra Madre Occidental, Pacific ridge).
- (10) The correlation between the high mantle velocities on the Isthmus of Tehuantepec (similar to the velocities on the Yucatan block and the Great Plains, and higher than on the rest of Mexico and Chortis block) and the Mesoamerican subduction zone without an active volcanic arc.

The shear-wave velocity presented on this thesis is useful to constrain tectonic evolution models, to localize regional earthquakes and simulate ground motions, among other applications.

Rayleigh wave group and phase velocity maps from ANT have been published in (Gaite *et al.*, 2012). At present we are working on publishing the 3D shear wave velocity model and the ANT results of Love waves.

## References

- Ammon, C. J. (1998), Notes on Surface-wave Tomography. Part I: Group velocity Estimation, Unpublished Notes, 44 p.
- Barmin, M., M. H. Ritzwoller, y A. L. Levshin (2001), A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure appl. geophys.*, **158** (8), 1351-1375.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F.-C. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, y Y. Yang (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, **169** (3), 1239-1260, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, y N. M. Shapiro (2008), Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.*, **113** (B5), B05306, doi: 10.1029/2007JB005248.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, y Y. Yang (2009), A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.*, **177** (3), 1177-1196, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x.
- Bozdağ, E., y J. Trampert (2008), On crustal corrections in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, **172** (3), 1066-1082, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03690.x.
- Campillo, M., S. K. Singh, N. M. Shapiro, J. F. Pacheco, y R. B. Herrmann (1996), Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361-370.
- Campillo, M., y A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299** (5606), 547-549, doi: 10.1126/science.1078551.
- Chávez-García, F. J., y L. Quintanar (2010), Velocity structure under the Trans-Mexican Volcanic Belt: preliminary results using correlation of noise, *Geophys. J. Int.*, **183** (2), 1077-1086, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04780.x.
- Gaite, B., A. Iglesias, A. Villaseñor, M. Herraiz, y J. F. Pacheco (2012), Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, **188**, 1413-1424, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05339.x.



- Godey, S., R. K. Snieder, A. Villaseñor, y H. M. Benz (2003), Surface wave tomography of North America and the Caribbean using global and regional broad-band networks: phase velocity maps and limitations of ray theory, *Geophys. J. Int.*, **152** (3), 620-632.
- Goffe, W. L., G. D. Ferrier, y J. Rogers (1994), Global optimization of statistical functions with simulated annealing, *Journal of Econometrics*, **60** (1-2), 65-99, doi: 10.1016/0304-4076(94)90038-8.
- Goffe, W. L. (1996), SIMANN: A Global Optimization Algorithm using Simulated Annealing, *Studies in Nonlinear Dynamics & Econometrics*, **1** (3).
- González, O. L. F., L. Álvarez, M. Guidarelli, y G. F. Panza (2007), Crust and Upper Mantle Structure in the Caribbean Region by Group Velocity Tomography and Regionalization, *Pure appl. geophys.*, **164** (10), 1985-2007, doi: 10.1007/s00024-007-0259-7.
- Herrmann, R. B. (1987), Computer programs in seismology, St. Luis University, St. Luis, Missouri.
- Iglesias, A., V. M. Cruz-Atienza, N. M. Shapiro, S. K. Singh, y J. F. Pacheco (2001), Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofísica Internacional*, **40** (3), 181-190.
- Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. García, y C. Valdés-González (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, **115** (B6), B06307, doi: 10.1029/2009JB006332.
- Lekić, V., M. Panning, y B. A. Romanowicz (2010), A simple method for improving crustal corrections in waveform tomography, *Geophys. J. Int.*, **182**, 265-278, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04602.x.
- Levshin, A. L., V. F. Pisarenko, y G. A. Pogrebinsky (1972), On a frequency-time analysis of oscillations, *Annales Geophysicae*, **28**, 211-218.
- Lin, F. C., M. P. Moschetti, y M. Ritzwoller (2008), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, **173**, 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lobkis, O. I., y R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, **110**, 3011-3017.
- McNamara, D. E., J. McCarthy, y H. M. Benz (2006), Improving earthquake and tsunami warning for the Caribbean Sea, Gulf of Mexico and the Atlantic coast., Washington, DC.
- Miller, M. S., A. R. Levander, F. Niu, y A. Li (2009), Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, **114** (B1), B01312, doi: 10.1029/2007JB005507.
- Panning, M. P., V. Lekić, y B. A. Romanowicz (2010), Importance of crustal corrections in the development of a new global model of radial anisotropy, *J. Geophys. Res.*, **115** (B12325), 1-8, doi: 10.1029/2010JB007520.
- Paul, A., M. Campillo, L. Margerin, E. Larose, y A. Derode (2005), Empirical synthesis of time-asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves, *J. Geophys. Res.*, **110**, doi: 10.1029/2004JB003521.
- Porter, R., H. Gilbert, G. Zandt, S. Beck, L. Warren, J. Calkins, P. Alvarado, y M. Anderson (2012), Shear wave velocities in the Pampean flat-slab region from Rayleigh wave tomography: Implications for slab and upper mantle hydration, *J. Geophys. Res.*, **117** (B11301), 1-21, doi: 10.1029/2012JB009350.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005a), Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (3), L03310, doi: 10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005b), Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (14), L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.
- Schimmel, M., E. Stutzmann, y J. Gallart (2010), Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.*, **184** (1), 494-506, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x.

- Shapiro, N. M., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans, y F. J. Sánchez-Sesma (1997), Surface-wave propagation accross the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, **128**, 151-166.
- Shapiro, N. M., y M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31** (L07614), doi: 10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, y M. H. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307** (5715), 1615-1618, doi: 10.1126/science.1108339.
- Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E.*, **69** (046610), 1-8, doi: 10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Stubailo, I., C. Beghein, y P. M. Davis (2012), Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.*, **117** (B05303), 16, doi: 10.1029/2011JB008631.
- Trampert, J., H. Paulsen, A. van Wettum, j. Ritsema, R. W. Clayton, R. Castro, C. J. Rebollar, y A. Pérez-Verti (2003), New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico, *Eos Trans. AGU*, **84**, 29-32.
- Vdovin, O., J. Rial, A. L. Levshin, y M. H. Ritzwoller (1999), Group-velocity tomography of South America and the surrounding oceans, *Geophys. J. Int.*, **136** (2), 324-340.
- Wang, Y., D. W. Forsyth, y B. Savage (2009), Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California, *Nature*, **462** (7272), 499-501, doi: 10.1038/nature08552.
- Yang, Y., y M. H. Ritzwoller (2008), Teleseismic surface wave tomography in the western U.S. using the Transportable Array component of USArray, *Geophys. Res. Lett.*, **35** (4), L04308, doi: 10.1029/2007GL032278.
- Yao, H., C. Beghein, y R. D. van der Hilst (2008), Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – II. Crustal and upper-mantle structure, *Geophys. J. Int.*, **173** (1), 205-219, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03696.x.
- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev, y T. Meier (2007), Surface wave tomography of the Gulf of California, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (15), L15305, doi: 10.1029/2007GL030631.
- Zheng, Y., W. Shen, L. Zhou, Y. Yang, Z. Xie, y M. Ritzwoller (2011), Crust and upermost mantle beneath the north China Craton, northeast China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography, *J. Geophys. Res.*, **116** (B12312), 1-25, doi: 10.029/2011JB008637.
- Zhou, L., J. Xie, W. Shen, Y. Zheng, Y. Yang, H. Shi, y M. H. Ritzwoller (2012), The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography, *Geophys. J. Int.*, **189** (3), 1565-1583, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x.

# Capítulo 1. **Introducción**

Hasta el año 2005 las fuentes utilizadas para determinar la estructura sísmica de la Tierra eran terremotos o fuentes artificiales (*e.g.*, explosiones, camiones vibradores, martillos). Los terremotos ocurren en lugares concretos de la Tierra y, hasta el momento, son impredecibles. Esto limita la cobertura de datos que se puede obtener de ellos y la repetición del estudio. El experimento con fuentes artificiales salva estas dos restricciones ya que se puede diseñar su geometría (distancia y direcciones entre fuentes y estaciones) adaptándolo al problema que se quiere resolver, y además, hay posibilidades de reproducir el estudio en el tiempo. Sin embargo, una de las desventajas de este tipo de experimentos es su coste elevado. El análisis de terremotos obtiene información de la estructura de la Tierra desde escalas globales hasta locales, pero en general, no tiene resolución para determinar la estructura cortical superficial. Por el contrario, los experimentos de sísmica activa definen con alta resolución de la corteza y algunos iluminan hasta el moho. Sin embargo, las fuentes utilizadas tienen menor alcance que el obtenido con un terremoto. Con todo esto, estas técnicas presentan un vacío en la posibilidad de resolver la estructura cortical a escala regional<sup>1</sup> en cualquier lugar de la Tierra.

En el año 2005 *Sabra et al.* (2005) y *Shapiro et al.* (2005) aplicaron una nueva técnica al estudio de la estructura sísmica de la Tierra que utiliza como fuente el *ruido sísmico*, o registro sísmico continuo, y que supera algunas de las limitaciones descritas de las técnicas empleadas hasta el momento.

Esta técnica, conocida como *interferometría de ruido sísmico*, consiste en la extracción de la función de Green del medio entre dos sensores a partir de la correlación de registros continuos de ruido sísmico. El ruido sísmico representa una fuente continua, detectable en cualquier lugar de la Tierra y con un contenido de frecuencias amplio. Al tratarse de una fuente continua permite reproducir el experimento en otros lapsos de tiempo, e incluso monitorizar ininterrumpidamente una región para detectar cambios en ella. Dado que se detecta en cualquier lugar y su espectro es amplio, permite realizar estudios de estructura a diferentes escalas, desde globales hasta locales, y detectar estructuras de diversas dimensiones. Además, en la interferometría sísmica, cada sensor actúa como fuente virtual para el resto de estaciones. De este modo tanto la cobertura de rayos como la resolución dependen exclusivamente del número, la geometría y la distancia entre las estaciones sísmicas, que se diseñan según el problema a resolver.

---

<sup>1</sup> En este trabajo nos referimos con *escala local* a aquellos estudios en que no es necesario considerar la esfericidad de la Tierra. A su vez, *escala regional* indica estudios cuya escala hace necesario considerar coordenadas esféricas y *escala global* estudios que abarcan toda la Tierra. Las distancias utilizadas en este trabajo abarcan desde cientos hasta decenas de miles de km y se usan coordenadas esféricas, por consiguiente, lo denominamos regional.

La utilización del ruido sísmico permite realizar estudios de estructura en zonas asísmicas o cuya sismicidad está restringida en un área geográfica concreta. Además, posibilita realizar experimentos en áreas de difícil acceso (*e.g.*, montañosas, cubiertas de vegetación) o en áreas urbanas en las que el despliegue y uso de fuentes artificiales es más complicado. En la actualidad, el incremento de nuevas instalaciones de estaciones de banda ancha de las redes permanentes y los despliegues de redes temporales con alta densidad de estaciones (*e.g.*, USArray en EE.UU., TOPOIBERIA en España) permiten obtener imágenes sísmicas de la estructura cortical con mayor resolución que las obtenidas hasta el momento.

Con todo esto, los estudios de la estructura sísmica a partir de correlaciones de ruido sísmico completan el vacío en la escala, resolución y profundidades alcanzables con los métodos basados en terremotos y fuentes artificiales.

La interferometría sísmica ha supuesto una revolución en la sismología dado el elevado número de aplicaciones que se están generando. Entre ellas, la tomografía de velocidad de ondas superficiales obtenida a partir de las correlaciones de ruido sísmico entre estaciones, ha tenido gran acogida y se han obtenido resultados en diferentes regiones de la Tierra. Este método se denomina *tomografía de ruido ambiente* o ANT, de sus siglas en inglés Ambient Noise Tomography y es el que se aplica en este trabajo en México, golfo de México y el Caribe para obtener la estructura sísmica de la corteza.

### 1.1. Objetivos

Los objetivos de este trabajo son:

- La obtención de modelos de velocidad de ondas Rayleigh y Love a partir de tomografía de ruido ambiente.
- El cálculo de modelos de velocidad de ondas superficiales a partir de tomografía de terremotos para comparar los resultados obtenidos con estas dos técnicas, completar los resultados hacia periodos mayores que constriñan la información sobre la corteza más profunda y ampliar la región de estudio a zonas con menor densidad de estaciones.
- La generación de un modelo 3D de velocidad de onda S ( $v_s$ ) de la corteza y el manto superior de México, el golfo de México y el Caribe con la combinación de los resultados de ANT y tomografía a partir de terremotos.

### 1.2. Motivación

Las razones que han llevado a elegir los objetivos de este estudio son una mezcla de factores.

Por un lado los modelos de velocidad de la corteza son importantes en el cálculo de las tomografías del manto porque las correcciones corticales tienen alto impacto en el resultado (Bozdağ y Trampert, 2008; Lekić *et al.*, 2010; Panning *et al.*, 2010). La precisión de la localización de los terremotos está estrechamente ligada con la exactitud del modelo de velocidad utilizado.

Además, la tomografía de ondas superficiales a partir de terremotos normalmente resuelve los periodos largos ( $\geq 20$  s), que son sensibles a profundidades correspondientes a la estructura sísmica de la corteza inferior y el manto. Como se ha mencionado, las tomografías locales definen la corteza más superficial, pero en una región de pequeña dimensión. Este vacío en la estimación de la estructura cortical a nivel regional lo salva la utilización de ruido sísmico en la tomografía (ANT). Esta nueva técnica, unida al incremento de estaciones de banda-ancha en la primera década del s. XXI en Norteamérica y el Caribe que mejoran la cobertura en la zona, son las herramientas clave que posibilitan el cálculo de un modelo de  $v_s$  de corteza regional en la zona. Además, la inclusión de las estaciones de la Red Nacional de México genera una cobertura de estaciones mayor a la utilizada en estudios previos. Hasta el momento de escribir esta memoria, existen pocos estudios que unan las dos técnicas de tomografía, ANT y la de terremotos, para comparar sus resultados y ampliar la cobertura de periodos (e.g., Yang y Ritzwoller, 2008; Yao *et al.*, 2008; Porter *et al.*, 2012; Zhou *et al.*, 2012).

La zona elegida también es un acicate para desarrollar esta tesis, ya que presenta gran variedad de provincias tectónicas y está compuesta por diferentes placas con márgenes diversos, por lo que dilucidar su estructura sísmica representa un reto. Finalmente, este área es sísmicamente activa y en ella que se han producido numerosos terremotos destructivos con gran número de víctimas (e.g., Guatemala en 1970, Nicaragua en 1972, Michoacán (México) en 1985, costa de Jalisco (México) en 1995, Haití en 2010). Aumentar el conocimiento de la estructura de la zona sismogénica permitirá mejorar la localización de los terremotos locales y servirá base para nuevos estudios.

### 1.3. Marco tectónico de México, golfo de México y el Caribe

En el área en que se centra este trabajo interactúan placas litosféricas de diferente naturaleza: dos placas oceánicas (Rivera y Cocos), una placa oceánica con parte continental anexionada (placa del Pacífico, con la península de Baja California agregada), dos placas con parte oceánica y continental (la de Norteamérica -NAM- y la de Sudamérica -SAM-) y una placa oceánica anómala con partes continentales, la placa Caribe (CAR) (Figura 1.1). Los tipos de límites entre ellas también son variados: la placa NAM limita al sur con la placa CAR mediante un sistema de fallas transformantes y la dorsal oceánica Caimán en la que se

crea nueva corteza oceánica. Este límite continúa hacia el oeste como un sistema de fallas transcurrentes en Guatemala, en el sistema Polochic-Motagua. La extensión hacia el oeste de estas fallas y su interacción con la fosa Mesoamericana no se conoce con claridad. Hacia el este el límite de placas NAM-CAR es una zona de subducción en la que NAM subduce bajo CAR a lo largo de la fosa de Puerto Rico. La subducción continúa hacia el este a lo largo de las pequeñas Antillas. El límite entre la placa NAM y la de Sudamérica (SAM), al igual que entre CAR y SAM, no está bien definido. Al oeste de la placa CAR subduce la placa de Cocos a lo largo de la fosa de Mesoamérica y hasta su límite con la placa de Rivera, que subduce también bajo NAM. Al norte de la placa Rivera existe un punto triple entre esta placa, NAM y la placa del Pacífico. A lo largo del golfo de California el límite entre las placas del Pacífico y NAM es un sistema de fallas transformantes y centros de extensión oceánica que continúa hacia el norte en el sistema de fallas de San Andrés (Figura 1.1).

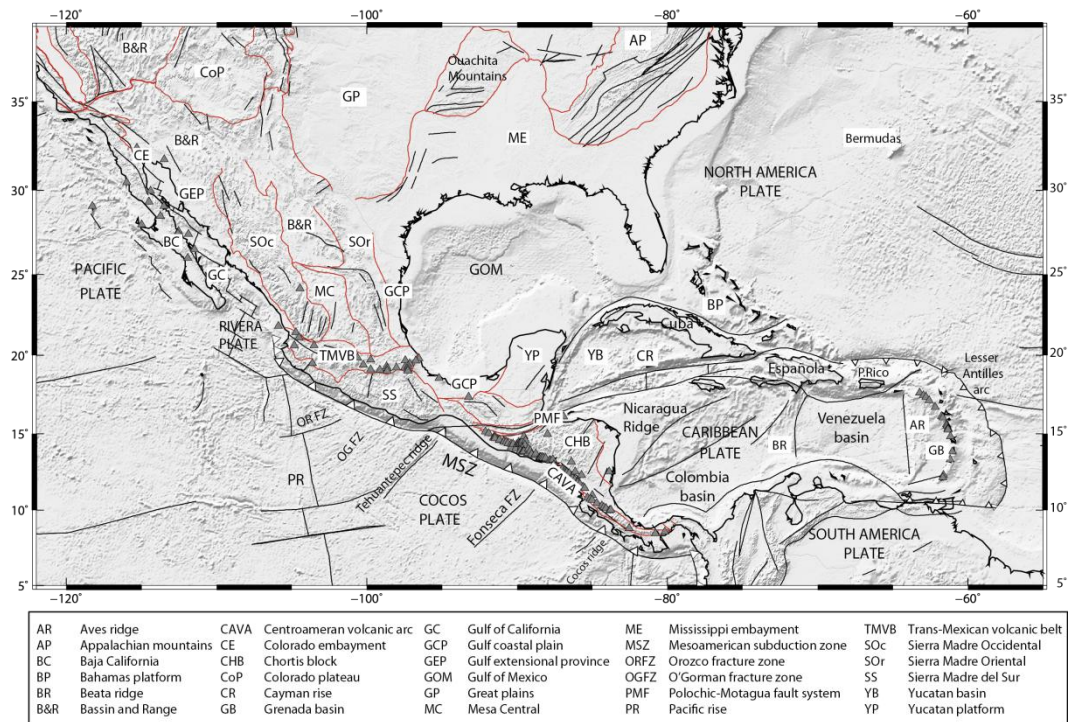


Figura 1.1: Mapa tectónico de la zona de estudio. Las líneas negras indican los límites de placa (Bird, 2003) y las fallas, dorsales asísmicas, zonas de fractura y límites de cuencas. (Mapa Geológico Mundial, UNESCO, 2000). Las líneas rojas corresponden a las provincias tectónicas en México (Sedlock, 1993), EE.UU. (Moschetti, comunicación personal, 2011) y Centroamérica (Marshall, 2007). Los triángulos marcan la posición de los volcanes con erupciones o alta actividad térmica durante el Holoceno (Siebert y Simkin, 2002).

#### 1.4. Estudios previos de tomografía de ondas superficiales

Existen diversos trabajos de tomografía de ondas superficiales en la zona de México, el golfo de México, Centroamérica y el Caribe a diferentes escalas (desde globales hasta locales), que utilizan distintos tipos de ondas superficiales (*e.g.*, Rayleigh, Love) y/o velocidades (*i.e.*, grupo<sup>2</sup>, fase<sup>3</sup>). La mayor parte de ellos miden las ondas superficiales de registros de terremotos, pero algunos más recientes emplean ruido sísmico.

Las diferentes escalas de trabajo utilizan distintos rangos de periodo de las ondas lo que origina que ofrezcan información a distintas profundidades de la Tierra y con diferentes resoluciones. Así, en trabajos globales la profundidad alcanzada es mayor, pero tienen menor resolución, que los estudios regionales, y éstos, a su vez, que los locales. Las ondas Rayleigh producen un movimiento elíptico del medio contenido en el plano vertical de su propagación, mientras que las Love el movimiento que generan es en un plano horizontal y transversal a la dirección de propagación. Este fenómeno provoca que cada tipo de onda tenga una sensibilidad diferente a las características del medio que atraviesa. Por otro lado, la medida de la velocidad de grupo, normalmente denotada por  $U$ , es más sencilla que la de fase, indicada con  $c$ , y se puede calcular a partir de la de fase. Además, cada tipo de onda y tipo de velocidad es sensible a cambios de la velocidad de onda  $S$  a diferentes profundidades para un mismo periodo, por lo que la medida de diferentes tipos de velocidad y ondas superficiales ofrece información complementaria sobre las características del medio a la vez que los resultados de un tipo corroboran, o desmienten, los de otro tipo de medición (véase el capítulo 4 para ampliar la información sobre ondas superficiales).

Los análisis globales (*e.g.*, *Trampert y Woodhouse*, 1995; *Larson y Ekström*, 2001; *Shapiro y Ritzwoller*, 2002) son sensibles a variaciones de  $v_s$  en el manto superior pero sólo pueden resolver anomalías de velocidad de gran dimensión (de escala continental y, algunos, regional). Sin embargo, existen algunos estudios a escala continental en Norteamérica y Sudamérica que obtienen la estructura de velocidades en la totalidad o en partes de la zona de estudio. Por ejemplo, *Godey et al.* (2003) obtienen mapas de velocidad de fase del modo fundamental de las ondas Rayleigh en Norteamérica y el Caribe desde 50 hasta 150 s, pero sólo detectan anomalías con dimensiones de 800-1000 km. *Vdovin et al.* (1999), por otra parte, obtienen mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh desde 20 hasta 150 s y de ondas Love desde 20 hasta 100 s para Sudamérica y Centroamérica, incluyendo hasta la parte sur y central de México, con una resolución de 6-8°. *Bedle y van der Lee* (2009) publicaron a su vez un modelo 3D de  $v_s$  para Norteamérica con buena cobertura de trayectorias y resolución (en algunas zonas resuelven anomalías de dimensión  $< 300$  km),

<sup>2</sup> La velocidad de grupo  $U$  es la velocidad a la que se propaga el paquete de energía.

<sup>3</sup> La velocidad de fase  $c$  es la velocidad a la que se propaga una fase concreta de la onda.



obtenido con modelización de formas de onda; sin embargo, su modelo de velocidad es para profundidades mayores que 90 km, con lo cual, no resuelven la estructura sísmica de la corteza.

A escala regional sí existen, en cambio, algunos estudios con sensibilidad de las ondas superficiales a la corteza y a la parte más superficial del manto. Por ejemplo, *Bensen et al.* (2008) obtuvieron mapas de velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh para todo EE.UU. y parte del norte de México desde 8 hasta 70 s con una resolución de 60-100 km en las áreas con buena cobertura de rayos. Otro ejemplo, pero en la zona del Caribe, es el modelo de  $v_S$  de  $2^\circ \times 2^\circ$  a partir de velocidad de grupo de ondas Rayleigh desde 10 hasta 40 s de *González et al.* (2011). Sin embargo, hasta donde se ha podido encontrar no se han publicado tomografías de ondas superficiales con sensibilidad cortical que abarquen todo México y el golfo de México en su conjunto.

Por último existen diversas tomografías de ondas superficiales a escala local en diferentes zonas de Norteamérica, como por ejemplo en el oeste de EE.UU. (*Moschetti et al.*, 2007; *Lin et al.*, 2008), en la parte este (*Liang y Langston*, 2008), en el golfo de California (*Zhang et al.*, 2007; *Wang et al.*, 2009) y en México central (*Campillo et al.*, 1996; *Shapiro et al.*, 1997; *Iglesias et al.*, 2001; *Otemöller et al.*, 2002; *Chávez-García y Quintanar*, 2010; *Iglesias et al.*, 2010; *Stubailo et al.*, 2012). En la zona SE del Caribe, *Miller et al.* (2009) utilizan medidas de velocidad de fase de ondas Rayleigh desde 20 hasta 100 s y obtienen buena cobertura y resolución con una parametrización de espaciado de 0.75 grados. En la zona del golfo de México existen numerosos perfiles sísmicos limitados principalmente a la estructura sísmica de la corteza más superficial, ya que en general están enfocados a la exploración de hidrocarburos.

A pesar de todos los estudios mencionados sobre la estructura sísmica de la zona, ninguno de ellos cubre la totalidad de México, el golfo de México y el Caribe con alta resolución en la corteza y manto superior (Tabla 1.1). Esto se debe a que los resultados de tomografía regional a partir de registros de terremotos no ofrecen información a periodos menores que 20-40 s y las locales, aunque ofrecen mayor resolución, están limitadas a zonas más reducidas. Por todo esto, existen bastantes regiones de la zona de estudio en las que la estructura sísmica cortical es poco conocida.

En esta tesis se hace uso de la tomografía para obtener velocidades de ondas superficiales Rayleigh y Love. Además, se calcula la velocidad de grupo y de fase de manera independiente, y se invierten ambas simultáneamente, lo que permite constreñir mejor la velocidad de la onda S.

Tabla 1.1. Estudios de velocidad de ondas superficiales realizados en la zona de este trabajo. U denota velocidad de grupo, c de fase, R onda Rayleigh, L Love y TMVB Tras-arco volcánico mexicano.

Global				
Estudio	Onda	Velocidad	Periodo (s)	Región
( <i>Trampert y Woodhouse</i> , 1995)	Rayleigh y Love	c	40-150	Global
( <i>Larson y Ekström</i> , 2001)	Rayleigh y Love	c y U (obtenida de c)	35-175	Global
( <i>Shapiro y Ritzwoller</i> , 2002)	Rayleigh y Love	c y U	RU: 16-200	Global
			LU: 16-150	
			(R y L) c: 40-150	
Continental				
Estudio	Onda	Velocidad	Periodo (s)	Región
( <i>Vdovin et al.</i> , 1999)	Rayleigh	U	20-150	SAM
	Love		20-100	
( <i>Godey et al.</i> , 2003)	Rayleigh	c	50-150	NAM y Caribe
( <i>Bensen et al.</i> , 2008)	Rayleigh	c y U	8-70	EE.UU.
( <i>González et al.</i> , 2011)	Rayleigh	U	10-40	Caribe
Regional-local				
Estudio	Onda	Velocidad	Periodo (s)	Región
( <i>Moschetti et al.</i> , 2007)	Rayleigh	U	5-50	Oeste EE.UU.
( <i>Lin et al.</i> , 2008)	Rayleigh y Love	c	5-40	Oeste EE.UU.
( <i>Liang y Langston</i> , 2008)	Rayleigh	U	5-15	Este EE.UU.
( <i>Zhang et al.</i> , 2007)	Rayleigh	c	9-250	Golfo de California
( <i>Wang et al.</i> , 2009)	Rayleigh	c	22-140	Golfo de California
( <i>Campillo et al.</i> , 1996)	Rayleigh	U	6.5-50	Sur del TMVB
( <i>Shapiro et al.</i> , 1997)	Rayleigh	U	2-13	TMVB
( <i>Iglesias et al.</i> , 2001)	Rayleigh	U	5-45	Al sur del TMBV
( <i>Chávez-García y Quintanar</i> , 2010)	Rayleigh	U	5-10	TMVB
( <i>Iglesias et al.</i> , 2010)	Rayleigh	U	5-50	México central
( <i>Stubbailo et al.</i> , 2012)	Rayleigh	c	16-171	TMVB
( <i>Miller et al.</i> , 2009)	Rayleigh	c	20-100	Sureste Caribe

### 1.5. Datos

Para realizar este estudio se utilizan registros sísmicos de estaciones de banda ancha de la red del Servicio Sismológico Nacional de México -SSN- (IG) y de otras redes en la zona, tanto permanentes como temporales. Los datos de la red IG se han recopilado en el SSN directamente, durante una estancia en 2008, mientras que los provenientes del resto de redes se han obtenido a través del portal de IRIS (<http://www.iris.edu>). Todas las redes utilizadas se listan en la Tabla 1.2.

Tabla 1.2: Redes sismológicas de las que se han obtenido los datos utilizados en este trabajo.

Código	# de estaciones	Nombre	Gestor <sup>4</sup>
CI	6	Red regional de Caltech	Caltech
CU	9	Red del Caribe	USGS-NEIC
G	4	GEOSCOPE	IPGP-CNRS-ULP
GE	1	GEOFON	Programa de GEOFON (GFZ)
II	3	Red Sismológica Global - GSN-	IRIS-IDA-SIO
IU	8	Red Sismológica Global - GSN-	IRIS-USGS-ASL
LI	1	Experimento de ondas gravitacionales con interferometría láser (LIGO)	Caltech
IG	33	Red Nacional de Banda Ancha de México	Servicio Sismológico Nacional de México
NR	13	NARS	Universidad de Utrecht
OV	1	OVSICORI	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
TA	7	Red temporal USArray	IRIS
US	17	Red Sismológica Nacional de EE.UU.	USGS-NEIC

Los datos utilizados provienen de unas 100 estaciones (Figura 1.2) distribuidas en toda la región. Este trabajo presenta mejoras en la cobertura de los datos utilizados en la tomografía y, por lo tanto, en la resolución frente a los trabajos regionales desarrollados hasta el momento en la zona. A estas mejoras contribuyen varios factores: uno es el uso de las estaciones de la red del SSN que aportan gran densidad de datos en México; otro es la reciente instalación de la red del Caribe (McNamara *et al.*, 2006) por parte del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) que mejora la cobertura en dicha zona; y un último factor es, la disponibilidad de datos de redes temporales con alta densidad de estaciones como son la red NARS en Baja California (Trampert *et al.*, 2003), la red transportable USArray en Estados Unidos, y permanentes como la red de Caltech en California, tanto en la parte continental como en las islas, que incrementan la densidad de estaciones en los

<sup>4</sup> Véase la *lista de abreviaciones y anglicismos* para ver el significado de las siglas y acrónimos presentados en la tabla.

límites oeste y norte de la región. Esta cobertura se completa con estaciones de redes nacionales (*e.g.*, US) y globales (*e.g.*, G, GE).

Se han recopilado datos continuos de 30 meses (desde enero de 2006 hasta mediados o finales de 2008, dependiendo de la estación) de componentes verticales y horizontales de alrededor de 100 estaciones pertenecientes a las redes indicadas en la Tabla 1.2. Los datos continuos se han almacenado en formato miniSEED en una base de datos CWB (del nombre en inglés Continuous Waveform Buffer). De esta base de datos se extraen tanto los registros continuos como los registros de terremotos que se utilizan en este trabajo. Los datos se extraen y se procesan en formato SAC (*Goldstein et al.*, 2003).

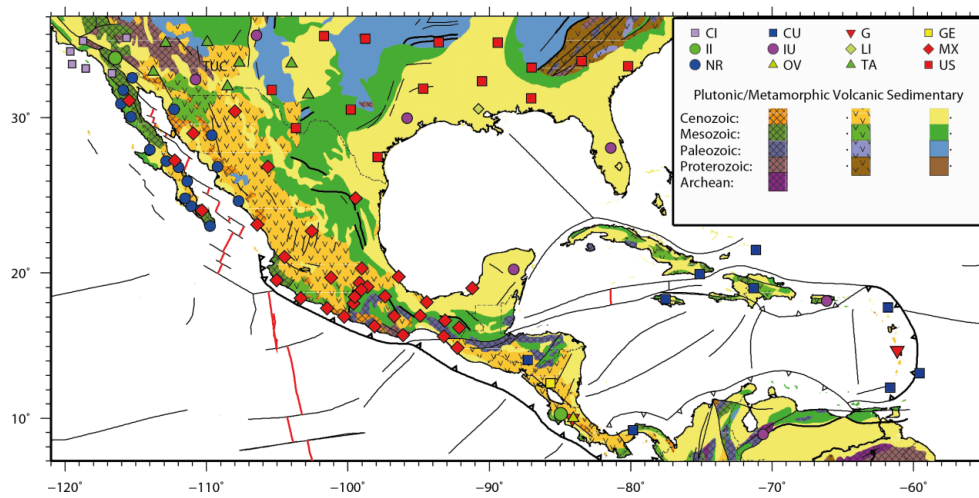


Figura 1.2: Localización de las estaciones de banda ancha cuyos registros se utilizan en este trabajo sobre mapa geológico simplificado de la zona (Mapa Geológico Mundial, UNESCO, 2000). La leyenda explica la simbología utilizada para las diferentes redes y para la geología.

En la tomografía de ondas superficiales se analizan registros de 124 terremotos de profundidad  $\leq 40$  km ocurridos entre 2006 y junio de 2008 (Figura 1.3). Se eligen eventos con magnitud  $\geq 5.5$  y se completa su cobertura con terremotos de magnitud  $\geq 5.0$ . Los terremotos se han elegido para obtener buena cobertura azimutal en todas las zonas del área de estudio y de manera que no se generen concentraciones de eventos en una zona determinada. Es decir, en las zonas en las que se localizan gran número de terremotos de magnitud entre 5.0 y 5.4 se elige sólo el mayor de los terremotos ocurridos con el fin de conservar una distribución lo más homogénea posible y de evitar direcciones dominantes en el número de trayectorias.

Se ha calculado la velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love a partir de los terremotos registrados en las componentes verticales y en las transversales, respectivamente. Las longitudes de las trayectorias abarcan desde los pocos centenares de kilómetros hasta casi 10000 km. La longitud media de las trayectorias utilizadas en el cálculo de ondas Rayleigh es

3873 km y la de ondas Love 3712 km. Tanto el número de trayectorias como su longitud son mayores que las utilizadas en la tomografía a partir de correlaciones de ruido ambiente. La longitud de las trayectorias es uno de los condicionantes que marcan la diferencia en el rango de periodos medidos de la velocidad de ondas superficiales entre la tomografía a partir de terremotos y a partir de correlaciones de ruido sísmico. Dado que las trayectorias con ANT son más cortas (determinadas por la distancia entre estaciones), se pueden medir velocidades de ondas superficiales a periodos menores que con terremotos.

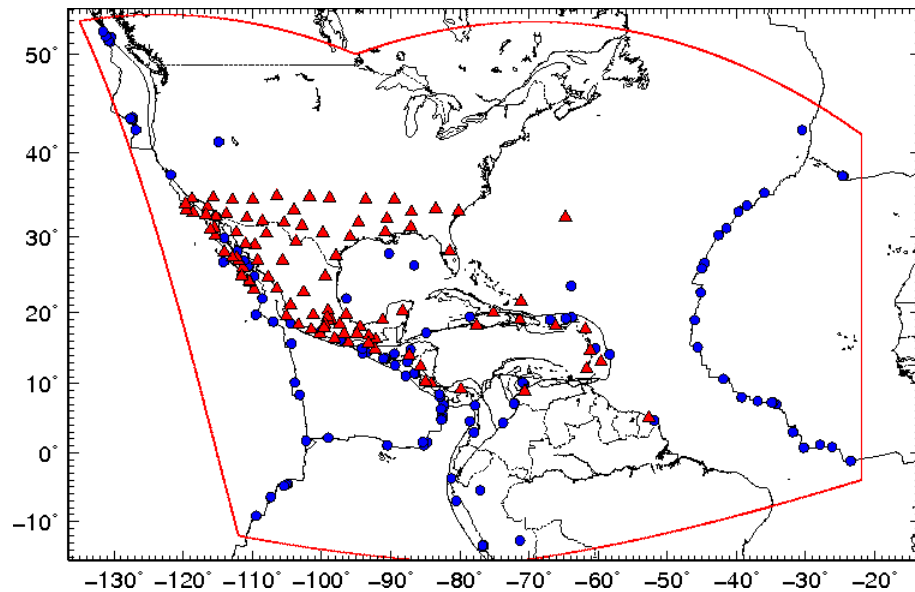


Figura 1.3: Mapa con las estaciones (triángulos) y terremotos (círculos) utilizados en la tomografía. La línea indica los límites del área de inversión de la tomografía.

## 1.6. Metodología

La metodología utilizada en este estudio permite obtener la estructura sísmica de la corteza y del manto superior del área de estudio a nivel regional. Esto es posible por la combinación de curvas de dispersión obtenidas de dos maneras diferentes.

Por un lado se miden velocidades de dispersión utilizando interferometría de ruido sísmico que permite obtener velocidades de ondas superficiales a periodos menores que los obtenidos generalmente con terremotos y, por lo tanto, sensibles a estructuras más someras.

Por otra parte, se calculan velocidades de ondas superficiales de terremotos con la finalidad de comprobar los resultados de la interferometría y de obtener velocidades de ondas superficiales a periodos más largos.

En cada caso las ondas superficiales provienen de fuentes diferentes, de correlaciones de ruido y de terremotos. Sin embargo, el método de medida de las velocidades es común a ambos casos y se realiza con un análisis de tiempo-frecuencia (FTAN). Las curvas de dispersión derivadas del ruido y las obtenidas de terremotos se invierten independientemente para obtener modelos de velocidad de ondas superficiales. Los resultados de la tomografía a partir de ruido (ANT) y a partir de terremotos se combinan para obtener curvas de dispersión en un rango de periodos más amplio. Estas nuevas curvas de dispersión combinadas se invierten para obtener un modelo de onda S de la corteza y del manto superior. En la Figura 1.4 se muestra un diagrama de flujo de la metodología seguida.

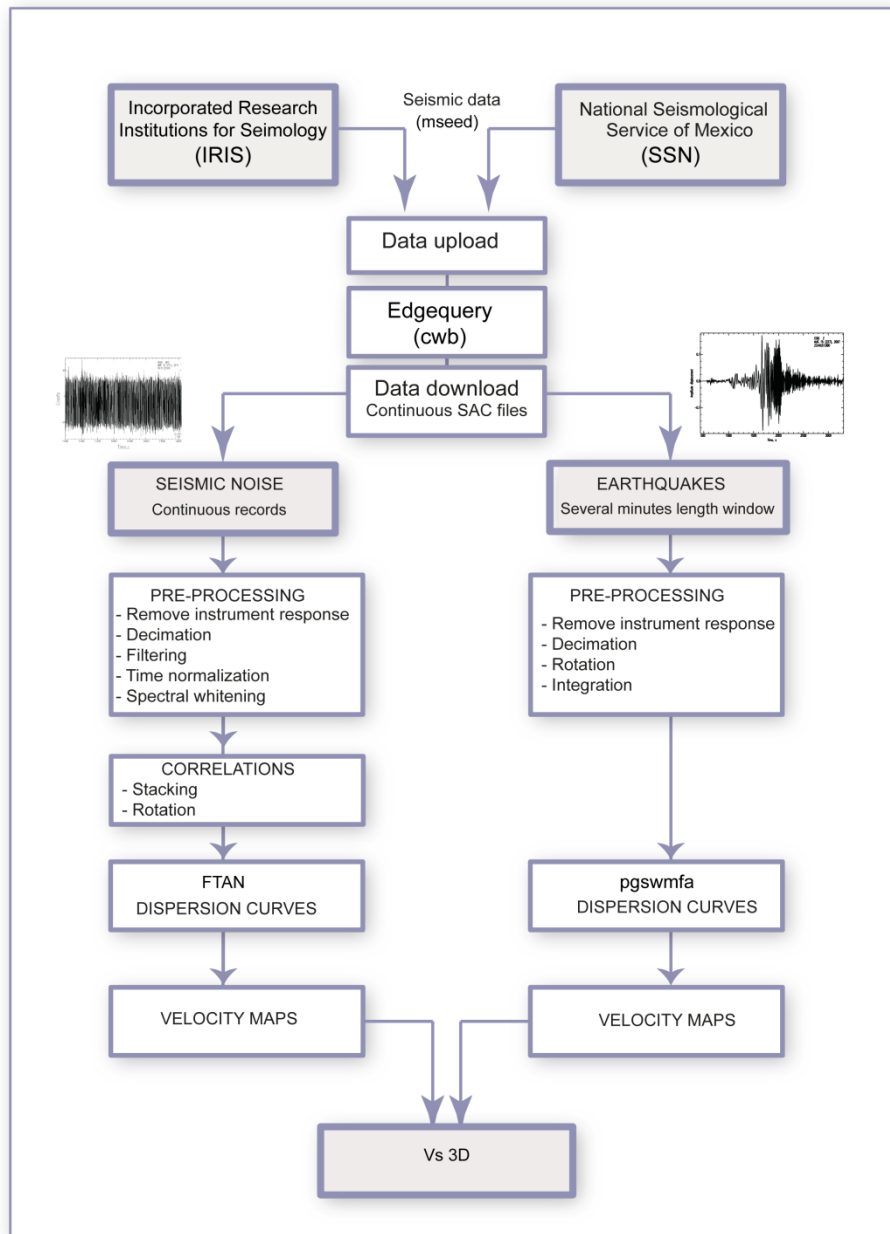


Figura 1.4: Diagrama de flujo del método utilizado en este trabajo.

### 1.7. Estructura de la memoria

Esta memoria se compone de siete capítulos. Después de la introducción general, los capítulos 2 y 3 están dedicados a la técnica relativamente novedosa de interferometría de ruido sísmico. En el capítulo 2 se introducen los conceptos básicos sobre ruido sísmico, su generación, y la teoría sobre su aplicación en sismología, en concreto, en la obtención de ondas superficiales. El 3º es un capítulo más práctico en el que se describe la metodología llevada a cabo en este estudio para el cálculo de correlaciones de ruido sísmico de las que medir velocidades de ondas superficiales. Los dos capítulos siguientes, 4 y 5, describen la metodología seguida para calcular el modelo de  $v_s$ . En el capítulo 4 se describe el método FTAN para la medida de la velocidad de fase y de grupo de ondas superficiales y en el 5 se explican los métodos de tomografía y de inversión no lineal para el cálculo de la velocidad de la onda S a partir de las velocidades calculadas según lo explicado en el 4. El capítulo 6 muestra los resultados de la tomografía de velocidad de ondas Rayleigh y Love a partir de ruido sísmico y a partir de terremotos y el modelo 3D de  $v_s$  de los datos presentados en este capítulo. En él se discuten los modelos de velocidad obtenidos y se comparan con otros estudios en la región. En el último capítulo se exponen las conclusiones obtenidas en este trabajo de tesis doctoral y se presentan las líneas de trabajo futuro.





## Capítulo 2. Principios de interferometría sísmica

En este capítulo se presentan los conceptos básicos de la utilización del *ruido sísmico* para obtener la función de Green del medio entre dos receptores. Se hace especial hincapié en la posibilidad de obtener velocidades de ondas superficiales. Esta técnica constituye un método novedoso que ha supuesto una revolución en la sismología aportando numerosas aplicaciones. Entre ellas, la *tomografía de ondas superficiales a partir de ruido sísmico*, ANT, ha generado buenos resultados en diferentes partes de la Tierra. Este capítulo concluye con las ventajas e inconvenientes que ofrece la utilización del ruido sísmico en tomografía frente al uso de terremotos o de fuentes artificiales.



## 2.1 A qué se llama ruido sísmico

Llamamos indistintamente *ruido sísmico* o *ruido ambiente* al registro temporal continuo de un sismómetro que no contiene eventos sísmicos tales como explosiones, terremotos (Figura 2.1).

Previamente al año 2005, el registro sísmico sin eventos se consideraba inservible y se desechaba. Sólomente se guardaba y analizaba la parte del registro con señales de eventos sísmicos. En ese año se demuestra experimentalmente que con el ruido sísmico se pueden obtener propiedades de la propagación de las ondas superficiales entre dos sensores (e.g., *Sabra et al.*, 2005a; *Shapiro et al.*, 2005). A pesar de la nueva aplicación y de que en la actualidad se utiliza como una señal sísmica, al registro sísmico continuo sin eventos, se ha continuado denominándola ruido. Así, en esta memoria el ruido sísmico se utiliza como señal a partir de la que se mide la velocidad de las ondas superficiales.

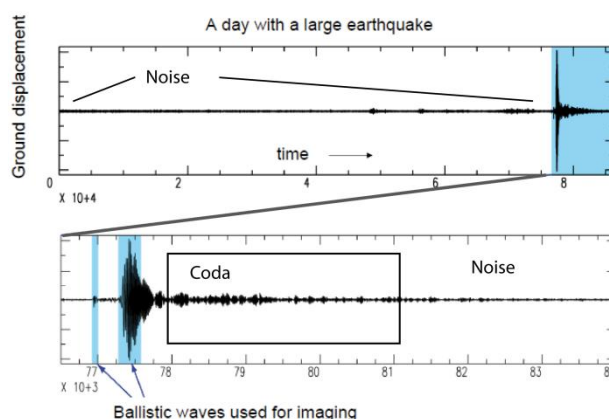


Figura 2.1: Registro sísmico continuo de un día con un terremoto. La parte azul es la señal analizada en sismología hasta la aparición del análisis de campos difusos en que se utiliza el registro completo, que incluye ondas de coda y ruido sísmico.

La utilización del registro sísmico completo ha supuesto un cambio en la grabación y almacenamiento de señales sísmicas. En la actualidad tanto el registro como el almacenamiento son continuos y se guarda el registro completo para el análisis, no sólo los eventos (e.g., explosiones, terremotos). Este cambio implica la necesidad de una mayor capacidad de almacenamiento en la memoria del sensor y en los centros de recepción de datos. Sin embargo, esto no constituye una gran limitación dado el desarrollo informático actual.

## 2.2 Contenido espectral del ruido sísmico

El ruido sísmico contiene un amplio espectro de frecuencias que abarca desde las decenas de Hz hasta el orden de  $10^{-3}$  Hz. Las señales que conforman el ruido ambiente tienen diferente origen y se pueden clasificar según su contenido frecuencial (Figura 2.2).

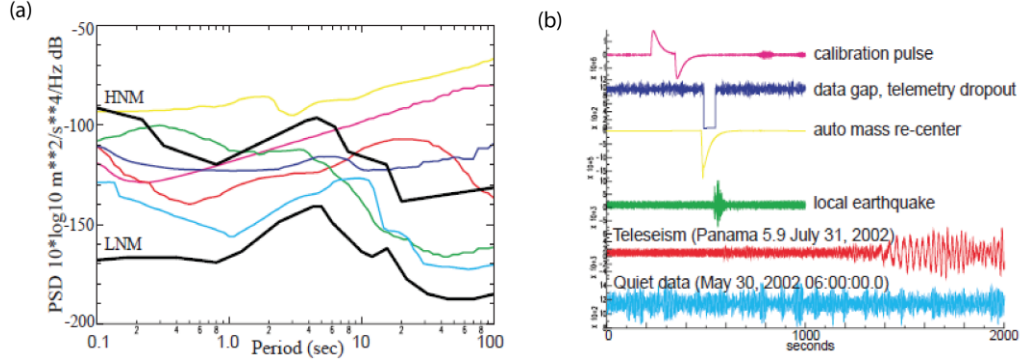


Figura 2.2: Ejemplo de densidades espectrales de potencia (PSD) correspondientes a diferentes registros temporales. Se observa el diferente contenido frecuencial característico de cada señal. Las líneas negras indican los modelos de ruido alto (HNM) y bajo (LNM) determinados por *Peterson* (1993). *Extraída de McNamara y Buland (2004)*.

Una manera de caracterizar el contenido frecuencial de una serie temporal estocástica, como el ruido sísmico, es mediante la densidad de potencia espectral (PSD). Para definirla recordamos que la transformada de Fourier en un rango finito de una serie temporal periódica  $g(t)$  es:

$$G(f, T_r) = \int_0^{T_r} g(t) e^{-i2\pi f t} dt \quad (2.1)$$

Donde  $T_r$  es la longitud de la serie temporal y  $f$  la frecuencia medida en ciclos por segundo o Hz si el tiempo se mide en s.

La densidad espectral de potencia  $P(f)$  se define como la Transformada de Fourier de la autocorrelación de una señal  $g(t)$ :

$$P(f) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) e^{-i2\pi f \tau} d\tau \quad (2.2)$$

Donde  $p(\tau)$  es la autocorrelación de la función  $g(t)$ ,  $p(\tau) = \langle g(t)g(t + \tau) \rangle$ . En esta expresión el símbolo  $\langle \rangle$  indica el promedio en el tiempo  $t$ .

Para valores discretos de frecuencia,  $f_k$ , las componentes de Fourier se describen:

$$G_k = \frac{G(f_k, T_r)}{\Delta t} \quad (2.3)$$

Con  $f_k = k/N\Delta t$ , donde  $k = 1, 2, \dots, N-1$ ,  $\Delta t$  es el intervalo de muestreo y  $N$  es el número de muestras en cada segmento  $T$  de la serie,  $N = T/\Delta t$ .

Tomando las componentes de Fourier definidas en las ecuaciones anteriores, la PSD se estima según:

$$P_k = \frac{2\Delta t}{N} |G_k|^2 \quad (2.4)$$

Para comparar las PSDs con el nuevo modelo de ruido bajo (NLNM) (Peterson, 1993) es necesario aplicar el factor de normalización  $\frac{2\Delta t}{N}$  y convertir las unidades a decibelios (dB) respecto a la aceleración  $[(m/s^2)^2/Hz]$ .

La función de densidad de probabilidad (PDF, siglas del término inglés Probability Density Function) de PSDs, muestra la densidad de PSDs que hay en diferentes intervalos de potencia en función de la frecuencia. De este modo, la PDF se calcula en diferentes intervalos espectrales con un periodo central  $T_C$  según:

$$P(T_C) = N_{PTC}/N_{TC} \quad (2.5)$$

Donde  $N_{PTC}$  es el número de PSDs que están dentro de un intervalo de potencia determinado en el periodo  $T_C$ .  $N_{TC}$  es el número de PSDs para todas las potencias en el periodo  $T_C$ .

La Figura 2.3 muestra la función de densidad de probabilidad de las densidades espectrales de potencia de registros sísmicos durante 13 años en la estación TUC. En ella se observa la distribución de densidad de probabilidad de potencia de los registros sísmicos en función del periodo y que la mayor potencia con alta probabilidad se obtiene en torno al pico microsísmico secundario.

Las altas frecuencias tienen origen local, cercano al sensor, y su generación suele estar relacionada con actividades antropogénicas (*e.g.*, maquinaria, explosiones, etc.). Por su parte, los eventos sísmicos (terremotos, tremores, terremotos volcánicos tipo LP) abarcan un rango amplio del espectro del registro sísmico (desde  $10^1$  hasta  $10^{-2}$  Hz) que depende del mecanismo de generación (fuente) y del medio (estructura y distancia) que atraviesan las ondas hasta que son registradas. En ausencia de actividad antropogénica y de terremotos, las señales con mayor amplitud en el espectro son los picos microsísmicos y se observan en la banda comprendida entre 0.4 y 0.02 Hz, conocida como *banda microsísmica*. El *hum* es la señal

de menor frecuencia ( $\sim 10^{-2}$  -  $10^{-3}$  Hz) y corresponde a vibraciones libres generadas continua y persistentemente por el océano y la atmósfera (Nishida *et al.*, 2009).

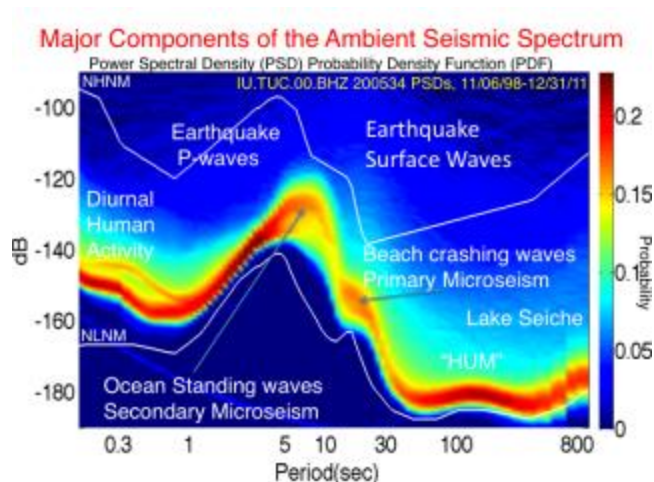


Figura 2.3: Ejemplo de función de densidad de probabilidad (PDF) de las PSDs de registros sísmicos en una estación de banda ancha. En cada banda de frecuencias se indica la fuente principal del movimiento del suelo. NHNM y NLNM están definidos en la Figura 2.2. *Modificada de la página web de D. McNamara.*

### 2.3 Microsismo primario y secundario

*Microsismo* es el registro sísmico de poca energía generado por fuentes naturales. La acepción más común se refiere al registro continuo de oscilaciones del suelo generadas por el océano (*i.e.*, picos microsísmicos). El término microsismo también se utiliza para nombrar a un terremoto de pequeña magnitud ( $< 2.5$ ). A lo largo de esta memoria se utiliza el término microsismo con el primer significado.

El espectro del registro de ruido sísmico está dominado por dos picos microsísmicos (primario y secundario) cuyos máximos se observan en torno a 15 y 7 s, respectivamente (Figura 2.4). La anchura, amplitud y periodo en el que prevalecen, dependen de la localización del receptor respecto a la costa, de la latitud y de la época del año (Figuras 2.5 y

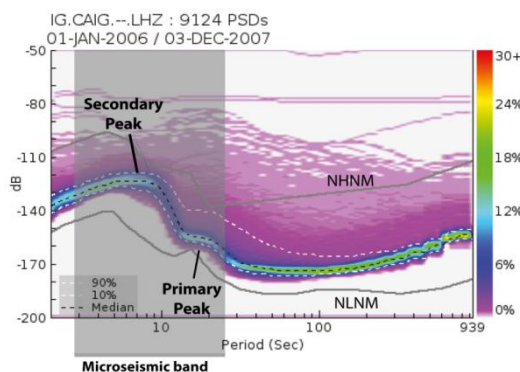


Figura 2.4: PDF de las PSDs de registros sísmicos en la estación de banda ancha CAIG. Las posiciones de los picos microsísmicos (primario y secundario) están indicadas. La zona sombreada muestra la banda microsísmica. NHNM y NLNM están definidos en la Figura 2.2.

2.6) ya que su generación está condicionada por la actividad oceánica, dependiente a su vez de la ocurrencia de tormentas.

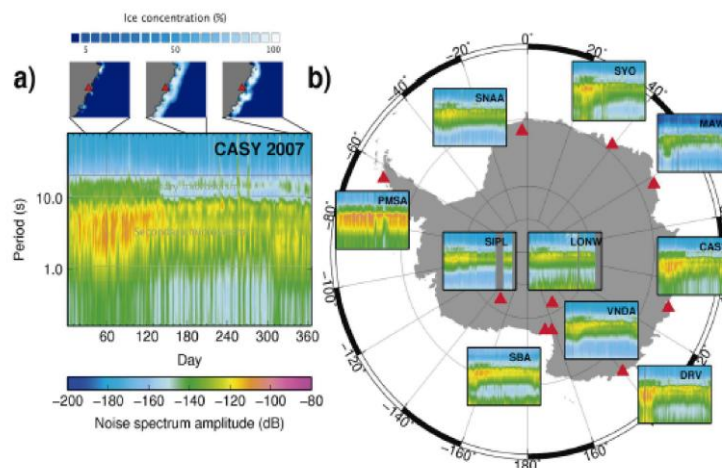


Figura 2.5: (a) Variaciones de la densidad espectral de potencia microsísmica en la estación CASY entre 0.1 y 80 s de periodo. También se muestran imágenes de la concentración de hielo obtenidas de NSIDC “Sea Ice Index” (*Fetterer et al., 2002*) en enero, julio y diciembre de 2007. (b) Variaciones de la amplitud de ruido sísmico durante un año en varias estaciones en la Antártida (triángulos rojos). *Extraído de Grob et al. (2011).*

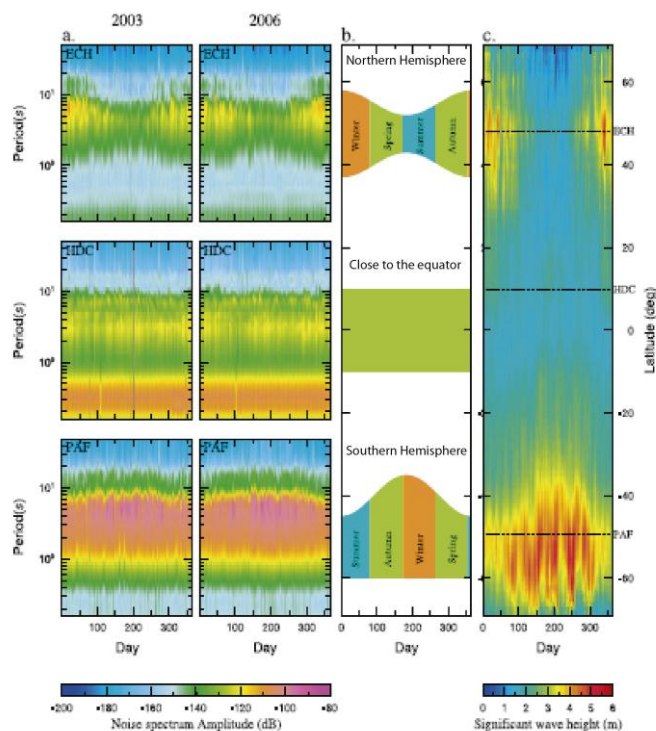


Figura 2.6: (a) Variaciones de la amplitud del ruido sísmico durante dos años (2003 y 2006) en el hemisferio norte (estación ECH), cerca del ecuador (HDC) y en el hemisferio sur (PAF). (b) Esquema de las variaciones de la amplitud del ruido sísmico en función de la estación. (c) Altura significativa de oleaje (*Raschle et al., 2008*) promediada en longitud en función de los días julianos. La latitud de las tres estaciones está marcado con línea discontinua para comparar. *Modificada de Stutzmann et al. (2009).*

El estudio de los microsismos ha avanzado en paralelo a las mejoras en la instrumentación sísmica. Los microsismos se han observado desde que se instalaron los primeros sismómetros de periodo largo, cuya respuesta está centrada en 15 s. Los sismómetros de corto periodo no registran los microsismos, ya que la banda microsísmica queda fuera de la respuesta de estos instrumentos, usualmente centrada en 1 s. Con el diseño de estaciones de banda ancha en las últimas décadas del siglo XX, cuya respuesta suele abarcar desde las decenas de hertzio hasta las decenas o centenas de segundo, los microsismos quedan incluidos en la parte plana de la respuesta instrumental (Figura 2.7).

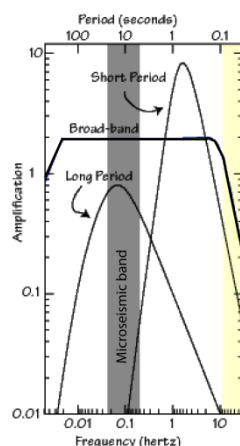


Figura 2.7: Respuestas instrumentales de sismómetros de largo, de corto periodo y de banda ancha. La zona sombreada muestra la banda de frecuencias de los microsismos que se encuentra en un extremo de la banda de registro de los sismómetros de corto periodo. *Modificada de <http://epicentral.net/seismometers>*

Los primeros estudios sistemáticos de microsismos se remontan al siglo XIX con los experimentos con péndulos de (Bertelli, 1978). Este científico observa variaciones en el movimiento del péndulo de mayor intensidad en invierno y asociadas a depresiones barométricas. A finales del s. XIX y en el XX se realizan múltiples estudios sobre el origen de los microsismos (e.g., Milne, 1883; Omori, 1901). En esa época las teorías principales sobre su origen eran 4 (Macehwan, 1952): Microsismos generados por ondas oceánicas en las costas (Wiechert, 1904), causa meteorológica o geológica cercana al sensor, gradientes térmicos o barométricos que viajan sobre las áreas continentales y, por último, conexión de los microsismos con tormentas continentales o con oceánicas. Además de las teorías sobre el origen de las vibraciones de la Tierra, se intenta clasificar los microsismos según su frecuencia (e.g., Hecker, 1906; Gutenberg, 1912).

Los estudios sobre el origen de los picos microsísmicos señalados anteriormente indican que ambos están generados por ondas en los océanos (Webb, 2007), pero su mecanismo de generación es diferente (Figura 2.8). El primario está generado por la interacción de las olas del océano con el fondo marino en aguas poco profundas. En estas condiciones las ondas



del agua crean variaciones verticales de presión que pueden transformarse en energía sísmica del mismo periodo que las ondas oceánicas que lo producen ( $\sim 14$  s) (e.g., *Hasselmann*, 1963 ; *Haubrich et al.*, 1963). El secundario está generado por interacciones no lineales de ondas del mismo periodo que se propagan en direcciones contrarias (*Longuet-Higgins*, 1950; *Tanimoto*, 2007). Por ejemplo, las ondas generadas en zonas de bajas presiones pueden interaccionar con ondas reflejadas en la costa en un lugar en el océano (Figura 2.8b). Esta interacción genera ondas superficiales en el suelo oceánico con la mitad de periodo que las ondas oceánicas originarias ( $\sim 7$  s). El movimiento de las partículas es similar al de una onda Rayleigh, *i.e.*, tienen polarización elíptica en el plano vertical de propagación, pero de sentido progrado -sentido horario- (Figura 2.8c), contrario al de las ondas Rayleigh cerca de la superficie, que es retrógrado (Figura 2.8f).

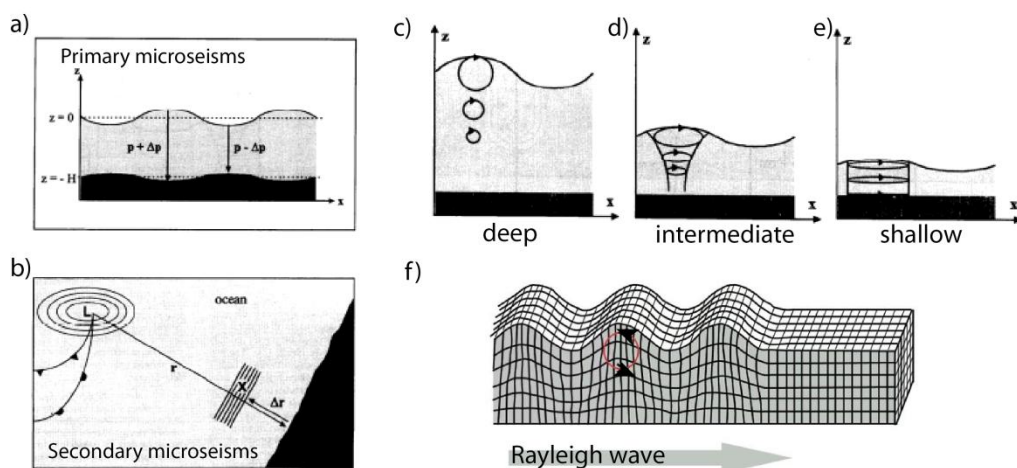


Figura 2.8: Esquemas de los mecanismos de generación de los picos microsísmicos (a) primario y (b) secundario. En (b) X indica la zona de interacción de ondas con direcciones opuestas. L indica la posición de un área de baja presión. (c) Trayectorias de partículas de agua generadas por cambios de presión verticales en zonas profundas, (d) intermedias y (e) someras. En aguas someras se genera movimiento vertical y horizontal. (f) Trayectoria de partículas generada por una onda Rayleigh. La trayectoria es similar a la de las partículas de agua, pero con sentido contrario. *Modificada de Friedrich et al. (1998).*

Los picos microsísmicos se pueden considerar un producto de la interacción de la atmósfera, el océano y la superficie terrestre, constituido principalmente por ondas superficiales. Los cambios en la altura de la columna de agua producen diferencias de presión en el fondo marino que generan ondas superficiales Rayleigh y Stoneley (*Kedar*, 2011) en el suelo oceánico. El mismo mecanismo (fuerza vertical) también puede generar ondas Love debido a las variaciones laterales de la topografía del suelo oceánico cerca de la fuente y a los efectos de trayectorias múltiples. *Fukao et al. (2010)* proponen un modelo de generación de ondas Love en los largos periodos ( $500 - 10^4$  s) producido por fuerzas tangenciales resultantes de la interacción de las ondas infragravitatorias con la topografía del

fondo oceánico. Aún no se ha obtenido un desarrollo teórico completo de la generación de ondas Love en los océanos (Kedar, 2011). Sin embargo, existen múltiples estudios en los que detectan ondas Love en las componentes horizontales de ruido sísmico. En ellos el tema de debate es la proporción de ondas Love frente a la de ondas Rayleigh. Por ejemplo, diversos análisis  $f-k$  (frecuencia-número de onda) con antenas demuestran que el rango microsísmico de periodos mayores que 7 s está dominado por ondas Rayleigh del modo fundamental, pero también contiene ondas Love (e.g., LaCoss *et al.*, 1969 ; Capon, 1972); Friedrich *et al.* (1998) observan incluso que la proporción de energía coherente de ondas Love es mayor que la de ondas Rayleigh en el pico microsísmico primario; Nishida *et al.* (2008) muestran evidencias claras de la existencia de ondas Love en el ruido en la banda entre 10 y 100 s con energía cinética equivalente a la de ondas Rayleigh.

Diferentes estudios calculan velocidades de fase de ondas Love a partir de las componentes horizontales de ruido sísmico (e.g., Lin *et al.*, 2008; García-Jerez *et al.*, 2010). En este trabajo se calculan velocidades de fase y de grupo de ondas Love a partir de correlaciones de ruido siguiendo un procesamiento similar al de (Lin *et al.*, 2008). Debido a la ausencia de un desarrollo teórico del mecanismo de generación de este tipo de ondas en el ruido ambiente, en este trabajo se hace especial hincapié en comprobar la equivalencia de las velocidades medidas en la componente transversal de las correlaciones y las velocidades de ondas Love obtenidas a partir del registro de un terremoto con una trayectoria similar.

Según todo lo descrito, el registro de ruido sísmico representa una fuente natural y continua con alto contenido de ondas superficiales, sobre todo en la banda microsísmica, esto es, entre periodos de 5 y 25 s.

## 2.4 Relación entre campos de ondas aleatorios y la función de Green del medio

### 2.3.1 Antecedentes

A mediados de siglo XX se desarrolla la demostración teórica y experimental de la relación entre campos difusos y la respuesta del medio entre dos receptores. Esta demostración se realiza inicialmente en campos de la física browniana (e.g., Einstein, 1905; Kos y Littlewood, 2004), la heliosismología (e.g., Duvall *et al.*, 1993) y la acústica (e.g., Weaver y Lobkis, 2001; Derode *et al.*, 2003; Larose *et al.*, 2004; Malcom y Scales, 2004; Roux y Kuperman, 2004).

El concepto de campo difuso deriva de la acústica y se basa en tres condiciones (Mulargia, 2012): (1) El campo de ondas es un campo de ruido, *i.e.*, las fases de onda son aleatorias. (2) Las ondas inciden desde todas las direcciones con la misma intensidad, *i.e.*, el campo es

*acimutalmente isótropo*. (3) La amplitud de la onda es la misma en cualquier punto del dominio espacial, *i.e.*, el campo de ondas es *espacialmente homogéneo* a escala local.

En sismología, los primeros estudios de aplicación de campos difusos para extraer información de la estructura de velocidad del medio se remontan a datos de redes analógicas y se basan en la correlación espacial de ondas de coda (e.g., *Aki*, 1957). La autocorrelación espacial -SPAC- (SPatial AutoCorrelation) es el antecedente del método de correlación temporal de campos aleatorios para obtener la respuesta del medio entre los receptores. De hecho, las soluciones analíticas del método SPAC y las correlaciones temporales de ruido sísmico son idénticas en algunos casos, y las teorías de ambos métodos equivalentes (*Tsai y Moschetti*, 2010).

La correlación temporal de campos aleatorios se aplicó primeramente con ondas de coda de registros de terremotos (e.g. *Campillo y Paul*, 2003) y, más adelante, con registros de ruido ambiente (*Shapiro y Campillo*, 2004). Este último estudio demuestra experimentalmente la posibilidad de obtener ondas Rayleigh propagadas entre los sensores a partir de la correlación de ruido sísmico. Por su parte (*Lin et al.*, 2008) demostraron que se pueden extraer ondas Love de la correlación de componentes horizontales de registros de ruido.

### 2.3.2 Fundamento teórico

Diversos desarrollos teóricos establecen que, en el caso particular de una distribución espacial completamente aleatoria de fuentes de ruido, la correlación cruzada de la señal temporal registrada en dos estaciones converge a la función de Green completa del medio entre ellos, incluyendo las ondas directas, el scattering<sup>1</sup> y todas las reflexiones (*Weaver*, 2005; *Gouédard et al.*, 2008).

La correlación cruzada  $C(\tau)$  es una medida cuantitativa de la semejanza entre dos series temporales  $f(t)$  y  $g(t)$  y está definida por la ecuación:

$$C(\tau) = \langle f(t) * g(t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (2.6)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $\tau$  es el tiempo que se desplaza la función  $g(t)$  en relación a  $f(t)$ . El tiempo  $\tau$  se suele nombrar con el término inglés *lag time*.

---

<sup>1</sup> Proceso en el que una onda primaria interactúa con una heterogeneidad del medio y produce nuevas ondas secundarias (*Herraiz y Espinosa*, 1987).

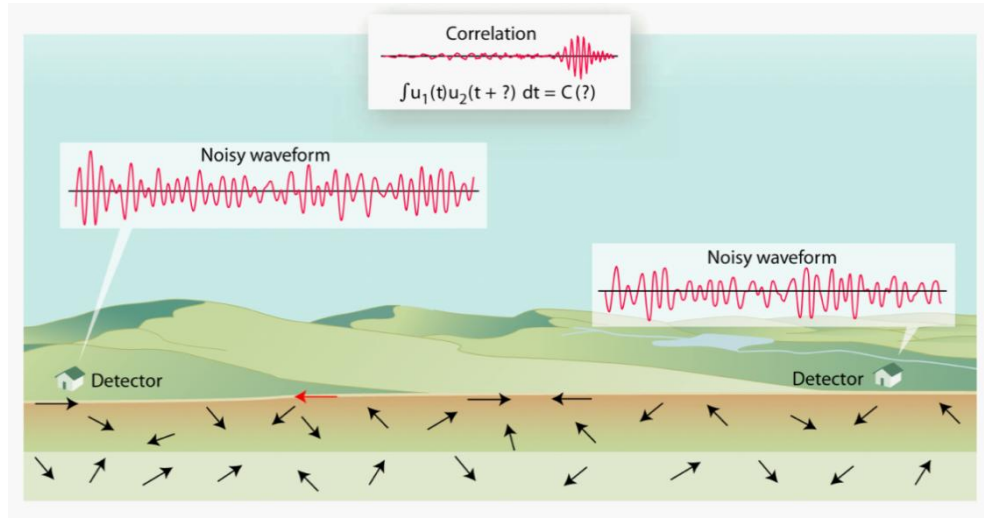


Figura 2.9: Esquema de campo de ondas aleatorio en la Tierra (representado por flechas negras) y su registro en dos receptores. Se muestra también un rayo que ocasionalmente pasa por ambos sensores (flecha roja). Como resultado, las señales registradas en ambos sensores están levemente correlacionadas. *Extraído de Weaver (2005).*

La Transformada de Fourier (TF) de una función permite cambiar una función del dominio del tiempo, al dominio de la frecuencia. Así, la TF de una función temporal  $f(t)$  definida según la ecuación (2.1) se puede expresar:

$$TF[f(t)] = F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i\omega t} dt = |F(\omega)|\exp(i\phi(\omega)) \quad (2.7)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular, definida por  $\omega = 2\pi f$ ,  $|F(\omega)|$  es la amplitud espectral y  $\phi(\omega)$  es la fase.

En el dominio de la frecuencia la correlación cruzada de dos funciones es el producto de la transformada de Fourier de una serie temporal  $f(t)$  por el complejo conjugado de la transformada de la otra  $g(t)$ . Así, la transformada de Fourier de la correlación  $C(\tau)$  en la ecuación (2.1) es:

$$TF[C(\tau)] = C(\omega) = F(\omega) \cdot G^*(\omega) \quad (2.8)$$

Es usual que las correlaciones se calculen en el dominio de la frecuencia en vez de en el dominio del tiempo para reducir el tiempo de cálculo.

La función de Green  $G(\mathbf{r}, t)$  se define como la respuesta del medio a una fuerza impulsiva. El conocimiento de la función de Green del medio permite predecir el comportamiento del suelo ante diferentes perturbaciones.

La correlación de registros generados por fuentes independientes entre sí, esto es, no relacionadas entre ellas, es proporcional a la función de Green del medio entre receptores (Wapenaar, 2004) y se puede expresar:

$$C(t) = G(\mathbf{r}_B, \mathbf{r}_A, t) + G(\mathbf{r}_B, \mathbf{r}_A, -t) \propto \langle p(\mathbf{r}_B, t) * p(\mathbf{r}_A, -t) \rangle \quad (2.9)$$

Donde  $G(\mathbf{r}_B, \mathbf{r}_A, t)$  es la función de Green del medio entre los puntos  $\mathbf{r}_A$  y  $\mathbf{r}_B$  (Figura 2.10) y  $p(\mathbf{r}, t)$  es la función del campo de ondas en una posición  $\mathbf{r}$  y tiempo  $t$ .

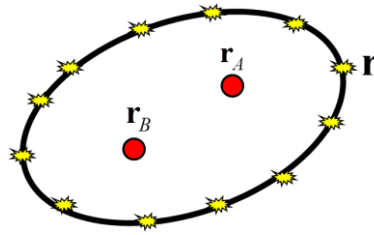


Figura 2.10: Esquema de fuentes emisoras (símbolos amarillos) en torno a dos receptores (círculos rojos) situados en  $\mathbf{r}_A$  y  $\mathbf{r}_B$ .

Mediante la correlación cruzada de trazas de ruido sísmico registradas en dos receptores en superficie se puede construir el campo de ondas que registraría uno de los sensores como si hubiera una fuente en el otro sensor (Rickett y Claerbout, 1999). Según esto, dada una red de sensores sísmicos en superficie se puede correlacionar el ruido registrado en cada sensor y utilizar las correlaciones entre pares de sensores como si cada uno de ellos fuera una fuente virtual (Figura 2.11).

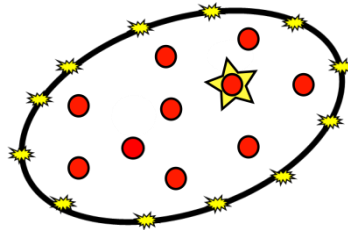


Figura 2.11: Esquema de fuentes emisoras en torno a varios receptores en el que uno actúa de fuente virtual (estrella amarilla). Los símbolos amarillos representan fuentes emisoras y los círculos rojos receptores.

Las demostraciones teóricas de la existencia de una relación entre la correlación cruzada de series temporales registradas en dos puntos y la función de Green del medio entre ellos implican el cumplimiento de ciertas condiciones del campo de ondas y del medio en el que se propaga.

La premisa en relación al campo de ondas establecida en los primeros desarrollos teóricos es la consideración de un *campo difuso* (e.g. *Lobkis y Weaver*, 2001). En estudios posteriores se ha demostrado que la relación correlación-función de Green se cumple bajo condiciones menos restrictivas que la de campo difuso, como en el caso de campos de ondas con flujo de energía isotrópico (e.g., *Snieder*, 2004; *Sánchez-Sesma y Campillo*, 2006; *Sánchez-Sesma et al.*, 2006).

Además, las condiciones necesarias que ha de cumplir el medio son la invariabilidad al revertir el tiempo y la reciprocidad entre emisor-receptor, según los primeros estudios teóricos. En este aspecto, nuevos estudios han comprobado que se obtiene la función de Green a partir de correlaciones de ruido bajo condiciones menos restrictivas que las impuestas en los estudios teóricos iniciales. Por ejemplo, la condición de un medio sin pérdidas se ha generalizado a sistemas con atenuación y a fluidos en movimiento (*Wapenaar et al.*, 2006). Estos dos sistemas son medios en los que se incumple la invariabilidad al revertir el tiempo y la reciprocidad entre emisor-receptor, respectivamente.

### 2.3.3 El caso concreto del ruido sísmico y las ondas superficiales

El ruido sísmico no es un campo de ondas acimutalmente isotrópico (*Mulargia*, 2012), hecho evidenciado en la asimetría de las correlaciones de ruido sísmico (Figura 2.12). Según esto, el ruido sísmico no cumple las condiciones bajo las que los estudios teóricos relacionan las correlaciones con la función de Green del medio. A pesar de esto, los resultados experimentales obtienen información de la función de Green del medio a partir de las correlaciones de ruido. Existen varios estudios teóricos y experimentales que cuantifican el error cometido en las medidas realizadas en situaciones no ideales según la teoría (e.g., *Stehly et al.*, 2006; *Lin et al.*, 2008; *Yang y Ritzvoller*, 2008; *Tsai*, 2009; *Harmon et al.*, 2010).

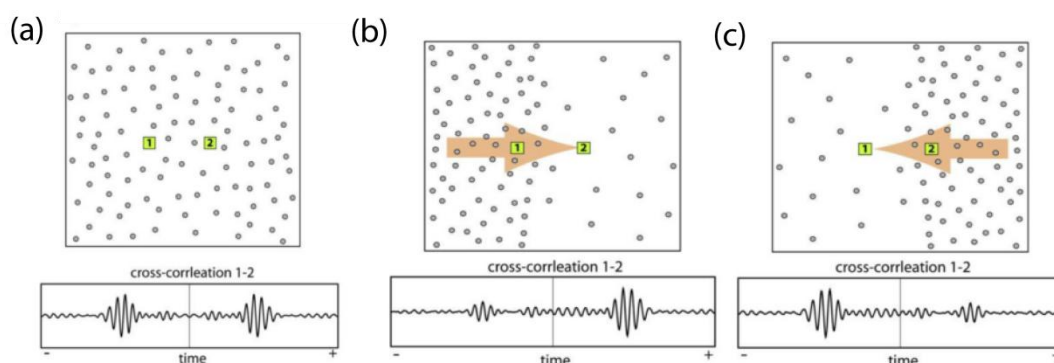


Figura 2.12: Esquema que ilustra el efecto de una distribución inhomogénea de fuentes de ruido en la simetría de las correlaciones. (a) Distribución homogénea e isotrópica de fuentes de ruido (puntos) y correlación simétrica entre los registros de 1 y 2. (b) y (c) Distribuciones inhomogénea y anisótropa de fuentes de ruido y correlaciones entre los registros de 1 y 2. En estos dos casos las correlaciones son asimétricas, pero con tiempos de llegada simétricos.

En general el ruido sísmico no representa un caso ideal de campo de ondas isotrópico para obtener la función de Green completa del medio, pero hay varias características que lo hacen válido para obtenerla parcialmente y, en concreto, para obtener la parte correspondiente al modo fundamental de las ondas superficiales.

Una de las características es que la mayor parte de las fuentes de generación del ruido sísmico están cerca de la superficie (e.g., *Snieder, 2004; Kedar et al., 2008*). Esto hace que esté compuesto principalmente por ondas superficiales, con mayor energía en el modo fundamental. La distribución inhomogénea de la energía entre los modos viola el principio de equipartición. Sin embargo, según el desarrollo teórico de *Tsai (2010)*, en el caso concreto de ondas con periodos entre 5 y 40 s (rango utilizado en estudios de ANT regionales), sólo es necesario el cumplimiento parcial de la equipartición para obtener una relación entre la función de Green y la correlación. Esto significa que es suficiente con que se cumpla en algunos modos, por ejemplo en el modo fundamental. Con esta condición, la distribución de las direcciones de propagación de las ondas no tiene por qué ser completamente isotrópica.

Otra característica que permite obtener la función de Green es que la distribución de las fuentes de ruido sísmico se homogeneiza por el scattering de las ondas en las heterogeneidades del medio y por un paso del procesado de la señal, concretamente el apilado<sup>2</sup> de las correlaciones en series temporales largas (Capítulo 2). Las heterogeneidades de velocidad generan *difracción* y scattering de las ondas propagadas, y estos fenómenos hacen más robusta la relación entre la coherencia de los registros de ruido y la propagación de ondas entre los sensores, incluso en un campo de ruido ambiente con gran directividad (*Walker, 2012*). Por otra parte, el apilado de las correlaciones de registros en diferentes lapsos temporales homogeneiza la distribución acimutal de las fuentes de ruido. Esto hace posible obtener al menos una función de Green parcial de las correlaciones a pesar de que el campo de ruido ambiente sea anisótropo.

A estas características se suma el hecho de que, según la aproximación de fase estacionaria (*Bender y Orszag, 1978; Bleistein, 1984*), la correlación de ruido registrado en dos sensores está principalmente dominada por la contribución de las fuentes localizadas en la proximidad de la línea que conecta estas estaciones (*Snieder, 2004*) (Figura 2.13). Por tanto, la presencia de una cantidad suficiente de fuentes de ruido localizadas favorablemente da lugar a una reconstrucción de alta calidad del modo fundamental de ondas superficiales.

---

<sup>2</sup> Los términos apilado, apilamiento o, en inglés, *stack* se utilizan con el mismo significado. En este trabajo, siguiendo la práctica común, utilizaremos los términos en español apilado o apilar para referirnos a la adición de señales.

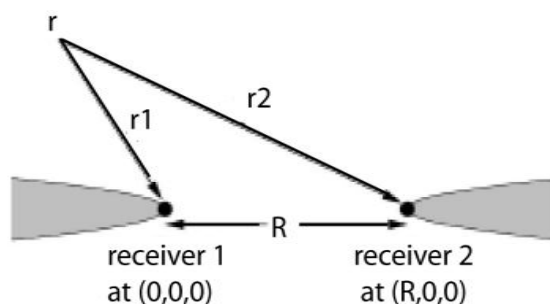


Figura 2.13: Definición de las variables geométricas de las ondas que se propagan desde un punto de scattering  $r$  a dos receptores. La región de interferencia constructiva está indicada por las regiones grises. Extraída de Snieder (2004).

Los resultados experimentales en sismología con correlaciones de ruido sísmico coinciden con los obtenidos con registros de terremotos (e.g., Shapiro y Campillo, 2004). Además, su aplicación en tomografía de la corteza (Sabra *et al.*, 2005b; Shapiro *et al.*, 2005) ha generado resultados acordes con las principales unidades geológicas y con resultados obtenidos con tomografía de terremotos. A partir de estos trabajos pioneros, se han obtenido numerosas tomografías de ondas superficiales en diferentes lugares de la Tierra. Por ejemplo, Lin *et al.* (2007) en Nueva Zelanda, Yang *et al.* (2007) en Europa, Villaseñor *et al.* (2007) en la península Ibérica, Bensen *et al.* (2008) en Estados Unidos.

## 2.5 Ventajas e inconvenientes del uso del ruido sísmico frente a fuentes tradicionales

La tomografía a partir de ruido sísmico presenta varias ventajas frente a la tomografía con terremotos y con fuentes artificiales. Estas ventajas vienen dadas por las características del ruido sísmico como fuente y por la metodología que se utiliza.

El ruido sísmico es una fuente natural continua. Esto supone que se puede utilizar ininterrumpidamente y que el experimento se puede reproducir en el tiempo, lo que implica dos cosas: Una, que los resultados pueden verificarse en otro lapso de tiempo. Y otra, que pueden medirse cambios temporales en la estructura, bien sean de origen natural (e.g., volcanes), o antropogénico (e.g., inyección de  $\text{CO}_2$  en el subsuelo, extracción de hidrocarburos, explotación de campos geotérmicos, etc). Además, puesto que el registro de ruido sísmico no depende de la ocurrencia de terremotos, su aplicación es particularmente útil en regiones en las que la sismicidad es escasa o está acotada geográficamente. La reproducibilidad en el tiempo y la independencia de la localización de las fuentes al utilizar ruido sísmico, son compartidas con los experimentos de sísmica con fuentes artificiales. Sin embargo, el despliegue de fuentes artificiales (sondeos de pozos para explosiones o camiones vibradores) tiene costes elevados y está limitado por la accesibilidad del terreno.



Al utilizar el ruido como fuente, se extraen ondas que se propagan de un sensor al otro a partir de la correlación del ruido sísmico registrado en cada uno de ellos, esto es, cada estación actúa como fuente virtual del resto de estaciones que actúan como receptores. Esto implica que la cobertura de trayectorias y la resolución de la tomografía sólo dependen de la geometría de la red, es decir, del número, de la posición y de la distancia entre estaciones. En este aspecto ofrece la misma ventaja que un experimento de sísmica activa, *i.e.*, no está supeditado a una localización fija de las fuentes y permite diseñar la red según el área, la resolución y la profundidad, a las que se quiere obtener la imagen de velocidades. La disponibilidad de trayectorias más cortas permite calcular curvas de dispersión hasta frecuencias más altas (por ejemplo, hasta 1.5 Hz en el trabajo de *Brenguier et al.* (2007) y hasta 5 Hz en *Renalier et al.* (2010)), sensibles a zonas corticales más someras y a anomalías de velocidad de menor dimensión que las obtenidas a partir de terremotos. Con estos rangos de frecuencias, ANT es un método que rellena el hueco de la diferencia de escalas (en profundidad y en resolución) de la tomografía a partir de fuentes artificiales y a partir de terremotos.

El uso del ruido sísmico para obtener curvas de dispersión de ondas superficiales unido a los numerosos despliegues de redes sísmicas de alta densidad (*e.g.*, Topoiberia en la península Ibérica, USArray en Estados Unidos, y multitud de experimentos locales) permiten obtener resultados de mayor resolución y sensibles a zonas corticales más superficiales, con las mismas técnicas de tomografía. De hecho, ANT se ha aplicado en numerosos estudios a escala regional (*e.g.*, *Stehly et al.*, 2009) que proporcionan imágenes de la velocidad de la corteza y el manto más somero. Dado el amplio rango de contenido de frecuencias del ruido, también se ha aplicado a escala local (*e.g.*, *Renalier et al.*, 2010) y global (*e.g.*, *Nishida et al.*, 2009). En este último estudio utilizan el hum como fuente. También se han extraído ondas superficiales a partir de las correlaciones de ruido sísmico de sensores situados en la Luna (*Larose et al.*, 2005). Este método también ha permitido monitorizar cambios temporales en la estructura de volcanes (*Brenguier et al.*, 2008). La correlación de ruido ambiente se ha convertido en una metodología común en la extracción de ondas superficiales y, aunque menos numerosos, existen estudios en los que se extraen ondas de cuerpo (*e.g.*, *Roux et al.*, 2005). La coda de las correlaciones se utiliza regularmente para detectar cambios en la estructura sísmica del medio (*e.g.*, *Sens-Schönfelder y Wegler*, 2011). Las correlaciones de ruido también se han utilizado en la detección de errores instrumentales de tiempo (*e.g.*, *Stehly et al.*, 2007). Con todo esto, las correlaciones de ruido sísmico presentan un abanico de aplicaciones que actualmente están en pleno crecimiento.

Entre los inconvenientes de utilizar ruido sísmico se encuentra la utilización de registros continuos porque implica un manejo de gran cantidad de datos que aumenta la necesidad de

capacidad de almacenamiento y el tiempo de cómputo. Debido a esta cantidad de información, los cálculos suelen realizarse de manera automática y, por lo tanto, deben diseñarse pruebas de control para verificar la calidad de los resultados. Además, la identificación y extracción de ondas internas, P y S, de la correlación de ruido sísmico resulta más complicada que en el caso de registros de terremotos o de explosiones, ya que la energía en el registro de ruido sísmico debida a este tipo de ondas es baja.

## Capítulo 3. Cálculo de correlaciones de registros de ruido sísmico

En este capítulo se muestra la metodología seguida para calcular correlaciones de ruido sísmico de las que obtener la velocidad de dispersión de las ondas superficiales (Rayleigh y Love) en el rango desde 5 a 50 s de periodo, que incluye la banda microsísmica. A lo largo de la descripción del método se discuten algunas variantes en el procesado que son objeto de debate actual, se prueban otras que mejoran la calidad de la correlación final y se introducen algunas ideas nuevas en relación al procesado y al control de calidad que optimizan la correlación obtenida.



### 3.1 Extracción de ondas superficiales a partir de registros de ruido sísmico: visión general

La extracción de ondas superficiales a partir de registros de ruido sísmico se ha convertido en un método cada vez más empleado. El éxito de la metodología radica en parte en la facilidad en el cálculo de correlaciones y en el gran contenido de ondas superficiales en ellas. Como se ha explicado en el capítulo anterior, el mayor contenido del ruido sísmico son ondas superficiales en la banda de periodos de los microsismos (5-25 s); esto hace que sean fácilmente identificables en las correlaciones. A pesar de que el mayor contenido se encuentra en esa banda de frecuencias, también se han obtenido ondas superficiales desde 0.2 s (e.g., *Renalier et al.*, 2010) hasta 50 s de periodo (e.g., *Bensen et al.*, 2007, y múltiples estudios posteriores a escala regional) a partir de correlaciones.

Uno de los inconvenientes de obtener ondas superficiales a partir de correlaciones de ruido ambiente es la gran cantidad de datos que se deben utilizar. Esto requiere del uso de ordenadores de gran capacidad y potencia de procesado. Este inconveniente está superado por la tecnología actual. Por ejemplo, 36 meses de datos continuos para 100 estaciones con intervalos de muestreo entre 1 y 80 m.p.s. (muestras por segundo) ocupan en torno a los 600 GB. Aún así, una parte de los intentos de mejora del método se centran en la disminución de la cantidad de información que se utiliza y, como consecuencia, en la reducción de espacio de almacenamiento, tiempo de cómputo y tiempo de registro utilizados para obtener funciones de Green representativas del medio entre los receptores. Al tratarse de un método relativamente nuevo está en constante evolución y son numerosos los estudios de análisis de nuevos procesados y de comparación con las metodologías descritas por los primeros estudios (e.g., *Stehly et al.*, 2008; *Baig et al.*, 2009; *Seas et al.*, 2011; *Groos et al.*, 2012).

La obtención de la función de Green del medio a partir de registros sísmicos continuos entre pares de estaciones se basa en calcular la semejanza de las señales sísmicas continuas provenientes de diferentes fuentes de ruido registradas en cada estación. Existen diferentes métodos con los que calcular esta semejanza (e.g., correlación, coherencia). El más utilizado en los estudios de tomografía sísmica de ondas superficiales es la correlación, que es el método utilizado en este estudio.

Los pasos principales de la metodología seguida en este trabajo se muestran en el diagrama de flujo de la Figura 3.1 y son los siguientes:

- (1) Selección de datos continuos.
- (2) Pre-procesado
- (3) Correlación de las señales “normalizadas” entre pares de estaciones y apilado.
- (4) Cálculo de la función de Green del medio entre cada par de estaciones a partir de las correlaciones apiladas. Este resultado puede utilizarse para medir la velocidad de

propagación de las ondas superficiales entre los sensores, como se explicará en el siguiente capítulo.

La mayor parte de los estudios de ondas superficiales obtenidas de correlaciones de ruido sísmico se limitan al cálculo del modo fundamental de ondas Rayleigh (e.g., *Sabra et al.*, 2005; *Shapiro et al.*, 2005). Existen varios trabajos en los que se calculan algunos modos superiores (e.g., *Harmon et al.*, 2007; *Yao et al.*, 2011) y escasos trabajos en los que calculan velocidades de ondas Love (e.g., *Lin et al.*, 2008; *Li et al.*, 2010). Posiblemente, este hecho se debe a la dificultad en la obtención e identificación de los modos superiores y al mayor contenido de señales transitorias en las componentes horizontales a partir de las que se obtienen ondas Love.

En los siguientes apartados se describe la metodología utilizada en este trabajo para extraer el modo fundamental de ondas Rayleigh y Love a partir de correlaciones de ruido sísmico.

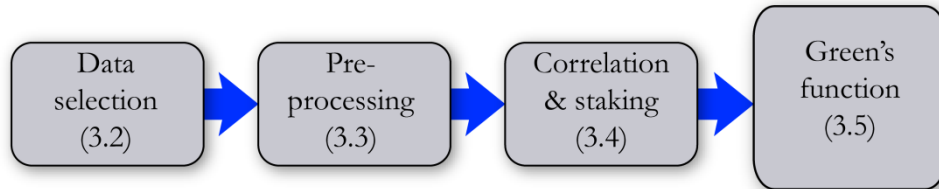


Figura 3.1: Diagrama de flujo del procesamiento general de ruido sísmico para obtener la función de Green del medio entre dos receptores. El apartado en el que se describe cada uno de los pasos del procesamiento se indica entre paréntesis.

### 3.2 Selección de datos

La calidad de los datos se analiza a partir de las PDFs de cada estación. Con este análisis se comprueba el comportamiento general de las estaciones seleccionadas y permite evitar periodos de grabación anómalos. Las PDFs se calculan con el programa PQLX (*Boaz y McNamara*, 2008) para las estaciones de la red IG, y con QUACK (Quality Control Analysis Kit) de IRIS para el resto de redes.

Es preferible evitar que el registro de ruido contenga señales transitorias de gran amplitud (e.g. pulsos (*spikes*), o terremotos). La identificación y eliminación de pulsos y terremotos es difícil, sobre todo en regiones de alta sismicidad en las que los registros de terremotos son abundantes en la señal sísmica. En este trabajo se ha tratado de identificar estas señales a partir del análisis de las PDFs utilizando PQLX y seleccionar automáticamente registros libres de amplitudes dominantes. Sin embargo, dada la alta sismicidad de la región, el número de registros continuos que cumplen esta característica es pequeño y no se han logrado obtener buenos resultados. Debido a la dificultad que conlleva la identificación de señales con amplitudes dominantes y la necesidad de un número suficiente de datos para

obtener correlaciones que reproduzcan la función de Green, la eliminación de este tipo de registros se realiza en el procesamiento de la señal en vez de en la selección de los registros. Este es el mismo procedimiento seguido en la mayoría de los estudios de correlaciones de ruido. Otro tema referente a la selección en el que se están realizando esfuerzos es la búsqueda de la longitud idónea de los registros que se correlacionan para obtener una función de Green representativa del medio con el menor número posible de correlaciones apiladas.

Los datos continuos (Figura 3.2) se seleccionan procurando que contengan el mínimo número de huecos (*gaps*) para extraer la máxima información posible de la correlación.

Una buena selección de datos continuos permitirá: (1) disminuir el número de datos que se procesan, (2) descartar registros que, en vez de aportar coherencia, introducen señales incoherentes a la correlación, y (3) conseguir una convergencia más rápida en la obtención de la respuesta del medio con menor tiempo de registro.

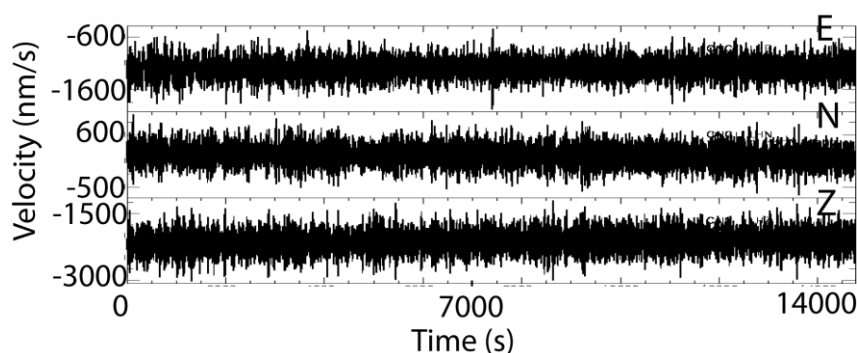


Figura 3.2: Ejemplo de 4 horas de registro continuo de ruido sísmico en las tres componentes de una estación de banda ancha (CAIG, de la red Nacional de banda ancha de México, IG).

### 3.2.1 Continuidad temporal

Un registro con huecos es una señal de mala calidad. En el mejor de los casos, únicamente tiene falta de información, que puede deberse a fallos en la transmisión, pero además puede incluir señales espurias por fallos en el instrumento. En este estudio se ha probado cómo afecta la presencia de huecos a las correlaciones obtenidas. Los registros con huecos poseen información incompleta respecto al registro sin huecos. De hecho las correlaciones de registros con huecos tienen menor amplitud que los registros sin huecos (Figura 3.3). La amplitud de las correlaciones es menor cuanto mayor es la falta de datos. Por lo tanto, la exclusión de registros con huecos del cálculo de correlaciones generará correlaciones de mayor calidad, a la vez que se reduce la cantidad de datos procesados y, como consecuencia, el tiempo de cálculo.

Según esto, es preferible utilizar registros continuos con el menor número de huecos posible para obtener la máxima información del registro de ruido sísmico. La identificación de

huecos es relativamente sencilla y los datos que cumplen las condiciones requeridas se pueden seleccionar automáticamente. Los datos utilizados en este estudio se han seleccionado con un porcentaje máximo permitido de cortes del 4% de la longitud total del registro para la componente vertical y del 0.4% para las componentes horizontales. Se ha adoptado una condición más restrictiva en las componentes horizontales simplemente para reducir los datos de entrada a registros de mayor calidad. El hueco en el registro se rellena con el valor medio de la amplitud de sus extremos para obtener una señal suavizada en esas muestras.

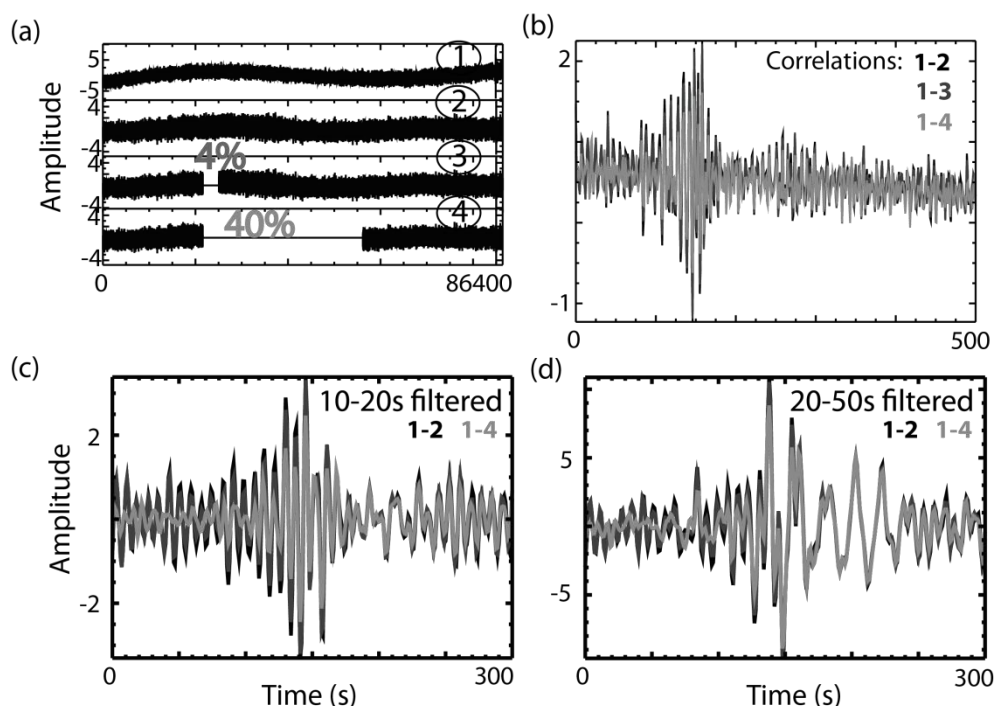


Figura 3.3: (a) Registros de 24 horas de ruido sísmico de dos estaciones diferentes de la red IG (MEIG y LVIG), 1 y 2, respectivamente. Los registros 3 y 4 se han obtenido del 2 introduciéndole gaps de diferentes longitudes (4% y 40% de la longitud total del registro). (b) Correlaciones de los registros 2, 3 y 4 con el 1 en (a). El código de colores indica el registro con diferente porcentaje de gaps que se correlaciona con el 1. Así, la correlación de registros sin huecos es negra, con un registro con el 4% de huecos es gris y con el 40% es gris claro. (c) Correlaciones en (b) filtradas entre 10 y 20 s. (d) Correlaciones en (b) filtradas entre 20 y 50 s.

De las pruebas realizadas se concluye que la presencia de huecos en los registros generan correlaciones de menor amplitud que las de registros sin huecos. Dado que la ocurrencia de gaps además está asociada a fallos en la transmisión o en la grabación, conviene evitarlos para obtener correlaciones de calidad.

### 3.2.2 Longitud del registro temporal

Los primeros estudios del cálculo de la función de Green a partir de ruido correlacionaban registros temporales de un día de longitud (e.g., *Bensen et al.*, 2007). Sin embargo, con la



utilización de redes con distancias menores entre estaciones se han utilizado series temporales de menor longitud. Por ejemplo, Young *et al.* (2011) correlacionan registros de 40 minutos y Calkins *et al.* (2011) series temporales de 10 minutos de duración. Ambos trabajos obtienen correlaciones con suficiente relación señal-ruido para obtener medidas fiables de velocidad de ondas superficiales.

Existen varios estudios en los que comparan las correlaciones obtenidas variando diversos factores del procesado, entre otros, la duración del registro temporal, tanto en redes locales (e.g., Seats *et al.*, 2011) como en continentales (e.g., Groos *et al.*, 2012). El estudio de Seats *et al.* (2011), con una distancia máxima entre estaciones de alrededor de  $13^\circ$  ( $\sim 1400$  km), concluye que la longitud óptima para obtener correlaciones de calidad y que converjan rápidamente a una función de Green del medio estable y fiable es entre 1800 y 3600 s. Estos autores observan que tanto duraciones mayores como menores de los registros no generan correlaciones tan robustas como los de duración dentro de esta banda. Asimismo observan que duraciones  $\sim 900$  s no caracterizan los microsismos tan bien como lo hacen registros de mayor duración. Sin embargo, el estudio de Groos *et al.* (2012), a escala continental, encuentra que los registros con duraciones menores que 6 horas empeoran los parámetros que utilizan para evaluar la calidad de la correlación. Estos últimos autores atribuyen la disminución de la calidad de la correlación calculada con registros más cortos al aumento de la amplificación de señales persistentes en una banda estrecha de frecuencia, tales como el pico espectral identificado a los 26 s (Holcomb, 1998). Su resultado no coincide con las comparaciones de la calidad de las correlaciones obtenidas con registros de un día y de cuatro horas de duración efectuadas en esta tesis. Algunas de las causas de la diferencia entre las conclusiones de (Groos *et al.*, 2012) y las obtenidas en este estudio pueden deberse a haber realizado los experimentos bajo condiciones diferentes. Por ejemplo, las correlaciones comparadas en esta tesis son en la dirección transversal mientras que dichos autores comparan correlaciones en la vertical, la distribución de las fuentes de ruido sísmico podría ser diferente, al igual que el tipo de sensores utilizado. Los resultados de Groos *et al.* (2012) y Seats *et al.* (2011) apoyan esta idea ya que muestran que la longitud óptima del registro depende de la distribución de ruido, de su contenido de frecuencias, de la densidad y la dimensión de la red, y del tipo de sensor. Por tanto, en cada experimento es conveniente realizar un análisis sobre qué longitud de registro es la más apropiada para obtener tiempos de llegada fiables de las ondas a partir de las correlaciones.

Dado que los datos utilizados en este estudio provienen de estaciones distribuidas en una escala continental, se ha utilizado como longitud para calcular las correlaciones de las componentes verticales 24 horas, que es la longitud más utilizada en estudios a esta escala. Por otro lado, las componentes horizontales se extraen y procesan en series temporales de 4 horas de duración. Se hace esta distinción con las componentes horizontales frente a las

verticales porque se necesita que ambas componentes horizontales registren en continuo simultáneamente, lo que reduce la disponibilidad de datos para el cálculo de las correlaciones. En algunas ocasiones ocurre que, mientras una componente registra adecuadamente, la otra tiene *gaps*. Por este motivo el hecho de utilizar duraciones menores que 24 horas evita desechar días enteros de registro por la ocurrencia de huecos en los datos. Por ejemplo, en 91 días de registro se llegan a eliminar 49 días por falta de continuidad en una de las dos componentes con los datos utilizados en este estudio, mientras que, si se extraen series temporales de 4 horas de duración se tienen registros en los 91 días.

No obstante, el sólo hecho de tener mayor número de registros no asegura que se obtengan correlaciones de mejor calidad. Por este motivo, se han calculado y comparado correlaciones de registros de ruido de componentes horizontales de 24 y de 4 horas de duración. De esta comparación se obtiene que los registros de cuatro horas generan, en promedio, correlaciones de calidad superior que los registros de 24 horas de duración para distancias entre estaciones entre  $\sim 100$  y  $2000$  km y periodos entre  $6.6$  y  $21$  s. Los detalles de estas pruebas se muestran en el apartado 3.4.4.

### 3.3 Pre-procesado de registros continuos para el cálculo de las correlaciones cruzadas

El objetivo principal del procesado previo a la correlación es homogeneizar la amplitud del registro para evitar señales de gran amplitud (*e.g.*, terremotos, picos) que influyen en la correlación obtenida ocultando señales coherentes de menor amplitud (*e.g.*, el ruido microsísmico). Con el fin de evitar estos efectos en las correlaciones se normaliza el registro de ruido en el dominio del tiempo y en el de la frecuencia (*whitening*).

El pre-procesado de las componentes verticales y horizontales es igual con la excepción de que en el caso de componentes horizontales, se usa el mismo peso de normalización para ambas componentes con la finalidad de preservar la relación entre sus amplitudes.

Los datos de la componente vertical se han procesado siguiendo el método de Bensen *et al.* (2007) mientras que de las horizontales se han tratado según el método descrito por Lin *et al.* (2008) con variaciones propias de este estudio para obtener correlaciones de alta calidad. El trabajo de Bensen *et al.* (2007) es el primero en el que se publica en detalle una metodología del procesado de la componente vertical de ruido sísmico, y su método se ha utilizado en numerosos trabajos de extracción de ondas Rayleigh con buenos resultados. El trabajo de Lin *et al.* (2008), por su parte, es el primero en el que describen una metodología detallada de cálculo de velocidades de ondas Love a partir de ruido sísmico. Las variaciones propias de mejora del pre-procesado son posteriores al análisis de las componentes verticales, por este motivo sólo se han aplicado en las componentes horizontales, tal y como se especifica en la

descripción de cada paso.

En este apartado se describe el tratamiento de datos previo a la correlación cruzada aplicado en esta tesis y se comentan algunas de las variantes utilizadas por otros autores, junto con las propias para sacar el máximo partido de los datos. El diagrama de flujo de la Figura 3.4 muestra los pasos del procesado seguido.

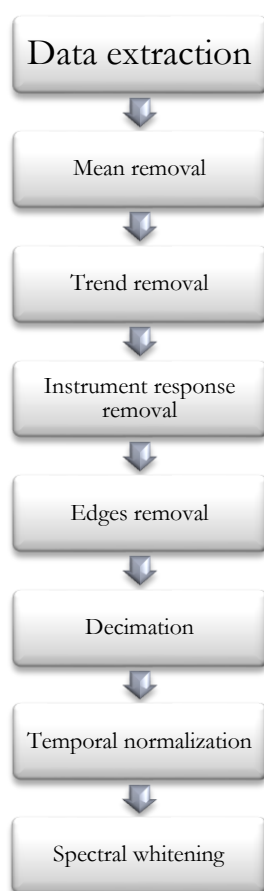


Figura 3.4: Diagrama de flujo del pre-procesado de registros sísmicos continuos previo a la correlación.

### 3.3.1 Extracción de los datos

Se extraen registros sísmicos continuos de calidad, con el menor número de huecos posible, en formato SAC (Goldstein *et al.*, 2003) de una base de datos CWB. Los registros con una única componente horizontal se eliminan del procesado.

### 3.3.2 Reducción de la media y la pendiente

En ocasiones la media de un registro sísmico está desplazada de la línea de cero y tiene una pendiente (Figura 3.5). Esto suele suceder por cambios de temperatura en torno al sensor. Tanto la reducción de la media como la de la pendiente son dos procesos utilizados comúnmente en el tratamiento de señales sísmicas. La primera consiste en desplazar la línea media del registro al nivel de cero. La segunda en eliminar del registro cualquier sesgo para que presente una media horizontal. De este modo se asegura que el resultado final tiene media igual a cero.

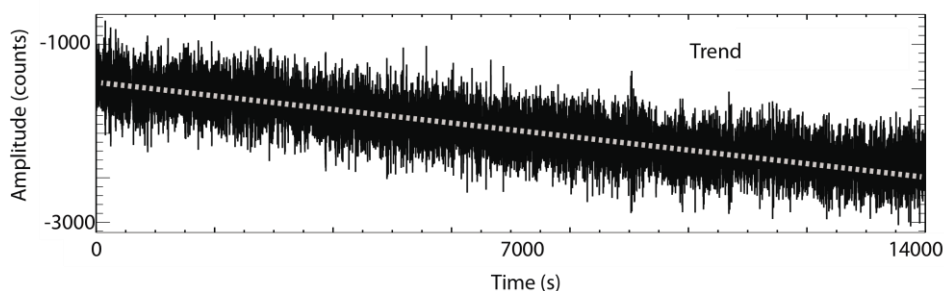


Figura 3.5: Ejemplo de registro sísmico de ruido en el que la línea media del registro está fuera de la línea de cero y tiene una pendiente respecto a la horizontal (*trend*), indicada por la línea gris punteada.

### 3.3.3 Eliminación de la respuesta del instrumento

Para poder comparar registros del movimiento del suelo procedentes de diferentes instrumentos, se deconvoluciona el registro con la respuesta del instrumento en la banda de frecuencias de interés, y así se elimina el efecto del sensor en el registro. El rango de filtrado se elige según el objetivo del estudio, las características de los instrumentos y la geometría de la red, en concreto la distancia entre estaciones. Por ejemplo, el rango de periodos que se suele analizar a escala regional (el caso de este trabajo), con distancias entre estaciones de cientos o miles de kilómetros, comprende desde los 5 hasta los 50 s, para lo que se necesitan sensores de banda ancha. A escalas locales con distancias entre estaciones de decenas de kilómetros, se analizan periodos entre 1 y 5 s y, con distancias entre estaciones del orden o menores que el kilómetro, las frecuencias obtenidas del ruido sísmico están comprendidas entre 1.7 y 5 Hz. En este tipo de estudios no es necesario utilizar instrumentos de banda ancha, sino que es suficiente el uso de sensores de periodo corto o medio. Al limitar la señal a un rango de frecuencias con el filtrado, se reduce el tiempo de cálculo. Pero tiene la desventaja de que el filtrado afecta a la forma de la onda disminuyendo la amplitud de los extremos del registro, efecto que se conoce con el nombre de *tapering* (Figura 3.6).

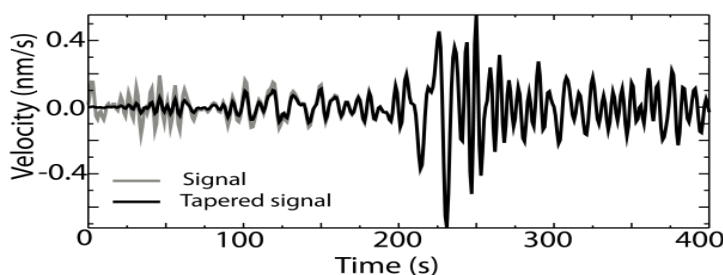


Figura 3.6: Ejemplo del efecto de *tapering* en una señal temporal.

### 3.3.4 Corte de los extremos

La extracción de datos se realiza con longitud extra en la parte inicial y final con el objetivo de desechar los extremos del registro con efectos de tapering. De este modo, tras deconvolucionar la respuesta del instrumento del registro, se cortan los segundos extras de los extremos (Figura 3.5) afectados por tapering debido al filtrado. Al seleccionar registros con longitud extra en los extremos se aprovecha toda la señal y no se eliminan sistemáticamente lapsos temporales del cálculo de la correlación. Las componentes horizontales analizadas en este estudio se extraen con 360 s más de la longitud deseada, que en este caso son 4 horas, repartidos 180 s antes y después del tiempo seleccionado como inicio y final del registro.

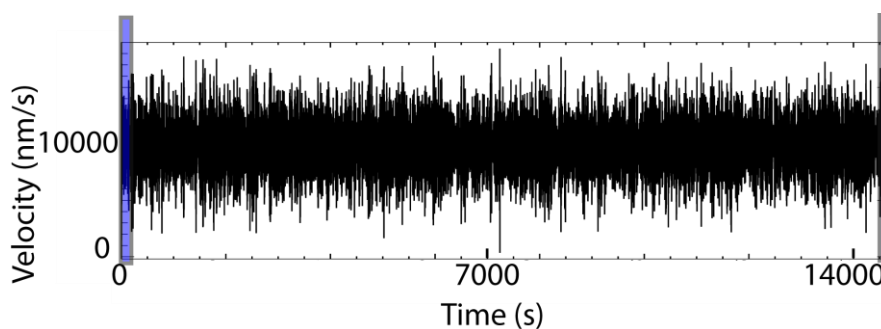


Figura 3.7: Registro continuo de ruido sísmico de 4 horas con 180 s extra en cada extremo. Las áreas ensombrecidas indican los segmentos de registro que se cortan para eliminar la parte afectada por efectos de tapering.

Es conveniente realizar este paso antes de decimar el registro y no después, ya que el corte puede introducir un error al tiempo inicial que es proporcional al intervalo de muestreo y, al decimar, aumenta este intervalo. El error de tiempo es inherente al corte del registro y se produce porque el tiempo de corte quizá no coincide con una muestra, sino que se encuentra entre dos muestras. Por tanto, el error máximo generado por el corte es igual a la mitad del intervalo de muestreo. Por esto, cuanto menor sea el intervalo de muestreo menor será el error en el tiempo inicial al cortar el registro (Figura 3.8).

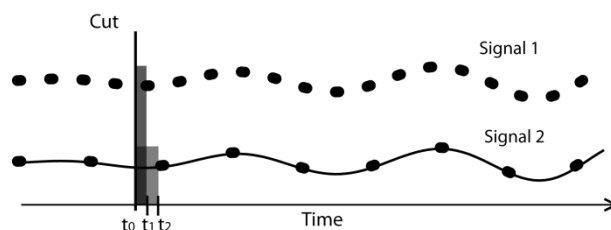


Figura 3.8: Ejemplo de la diferencia en el posible error temporal ( $t_1 - t_0$  y  $t_2 - t_0$ ) producido al cortar una serie temporal con dos intervalos de muestreo diferentes (señal 1 y señal 2). Las zonas sombreadas muestran el error en el tiempo debido a la posición de la muestra más cercana al corte.

### 3.3.5 Decimación

El decimado es un paso que se suele realizar en cualquier tipo de procesamiento de ruido sísmico y su objetivo consiste, igualmente que el filtrado, en reducir el tiempo de cómputo, en este caso mediante la reducción del número de muestras. La frecuencia máxima a la que se pueden extraer ondas superficiales está limitada por la tasa de muestreo. En este estudio todas las componentes se deciman a 1 muestra por segundo, que es suficiente para obtener curvas de dispersión de hasta 5 s de periodo.

### 3.3.6 Normalización temporal

El objetivo de este paso es evitar señales dominantes de gran amplitud respecto al resto de registro temporal que influirán en la correlación obtenida enmascarando la contribución de señales coherentes de menor amplitud. En el dominio de tiempo las señales con energía dominante son principalmente terremotos. El efecto que generan los terremotos en la correlación suelen ser señales cercanas a cero que pueden ocultar la llegada de las ondas superficiales (Figura 3.9).

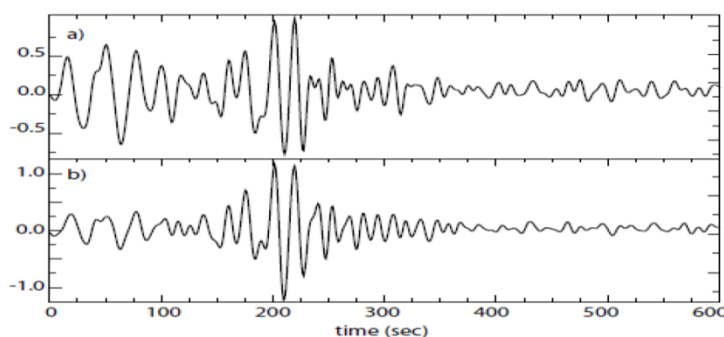


Figura 3.9: Efecto de señales de terremotos en las correlaciones. (a) Correlación de registros de dos estaciones normalizados con el registro sin filtrar. (b) Correlación de los mismos registros que en (a) pero normalizados con el registro filtrado entre 15 y 50 s. Esto es, dando más peso a la banda de frecuencias en la que se han registrado terremotos. Las señales espurias en los primeros 100 s se reducen considerablemente en (b) respecto a (a). Las formas de onda están filtradas entre 5 y 50 s. *Extraído de Bensen et al. (2007).*

Existen varios métodos para realizar la normalización temporal e incluso hay algunas metodologías con las que se podría obviar. Ejemplos de estas últimas son, utilizar la coherencia en vez de la correlación en el cálculo de la semejanza de los registros de ruido (e.g., Prieto *et al.*, 2009), calcular la correlación con coherencia de la fase (e.g., Schimmel *et al.*, 2010), o seleccionar los datos libres de amplitudes dominantes (e.g., Groos *et al.*, 2012).

La idea principal de evitar la normalización temporal es influir lo mínimo posible en la forma de onda, más que eliminar un paso del procesado de la señal. La normalización temporal modifica la amplitud de la onda y esto limita el uso que se puede hacer de ella. La coherencia de señales conserva la amplitud de la onda, es por lo que esta técnica se utiliza en estudios de atenuación (e.g. Prieto *et al.*, 2009). En medidas de velocidad no es necesaria la conservación de la amplitud y, según los resultados de Schimmel *et al.* (2010), si la correlación no tiene en cuenta la coherencia de la fase, es necesario normalizar en el dominio de tiempo para obtener una correlación estable. Por estos dos motivos, en este trabajo los registros continuos de ruido se normalizan en el dominio temporal.

Bensen *et al.* (2007) describen y discuten las ventajas de cinco métodos diferentes de normalización temporal. De los métodos que analizan, los mejores resultados, por mínimo requerimiento de cómputo y máxima calidad de la correlación obtenida, los alcanzan con la normalización de 1-bit y la de *running-absolute-mean*. Estos dos métodos de normalización son los más utilizados en el procesado de registros de ruido sísmico. Sin embargo, según (Seats *et al.*, 2011), ambas normalizaciones generan cambios en la fase, además de en la amplitud, lo que es crítico en el cálculo de tiempos de llegada de las ondas. Según los mismos autores, estas diferencias de fase se minimizan al realizar una media temporal (apilado o stacking) suficientemente larga. Las pruebas realizadas en este estudio no muestran un desfase apreciable entre la forma de onda del registro de ruido sin normalizar y normalizado en el dominio temporal con *running-absolute-mean*, a pesar de las diferencias de fase observadas en los espectros de fase en ciertas frecuencias concretas (Figura 3.10).

La normalización *running-absolute-mean* se realiza del siguiente modo (Figura 3.11): El registro continuo (a) se filtra en la banda de frecuencias dominante en la sismicidad de la zona (b). El peso de normalización se calcula como la media del valor absoluto del registro filtrado en el centro de una ventana (c). La ventana se desplaza a lo largo de todo el registro. El registro normalizado resulta de dividir el original por el peso calculado en cada punto (e). La banda de frecuencias del filtro se elige según las características de la sismicidad de la región, es decir, se filtra entre las frecuencias que contienen las fases más energéticas de ondas superficiales provocadas por terremotos para ponderar la normalización de estas fases.

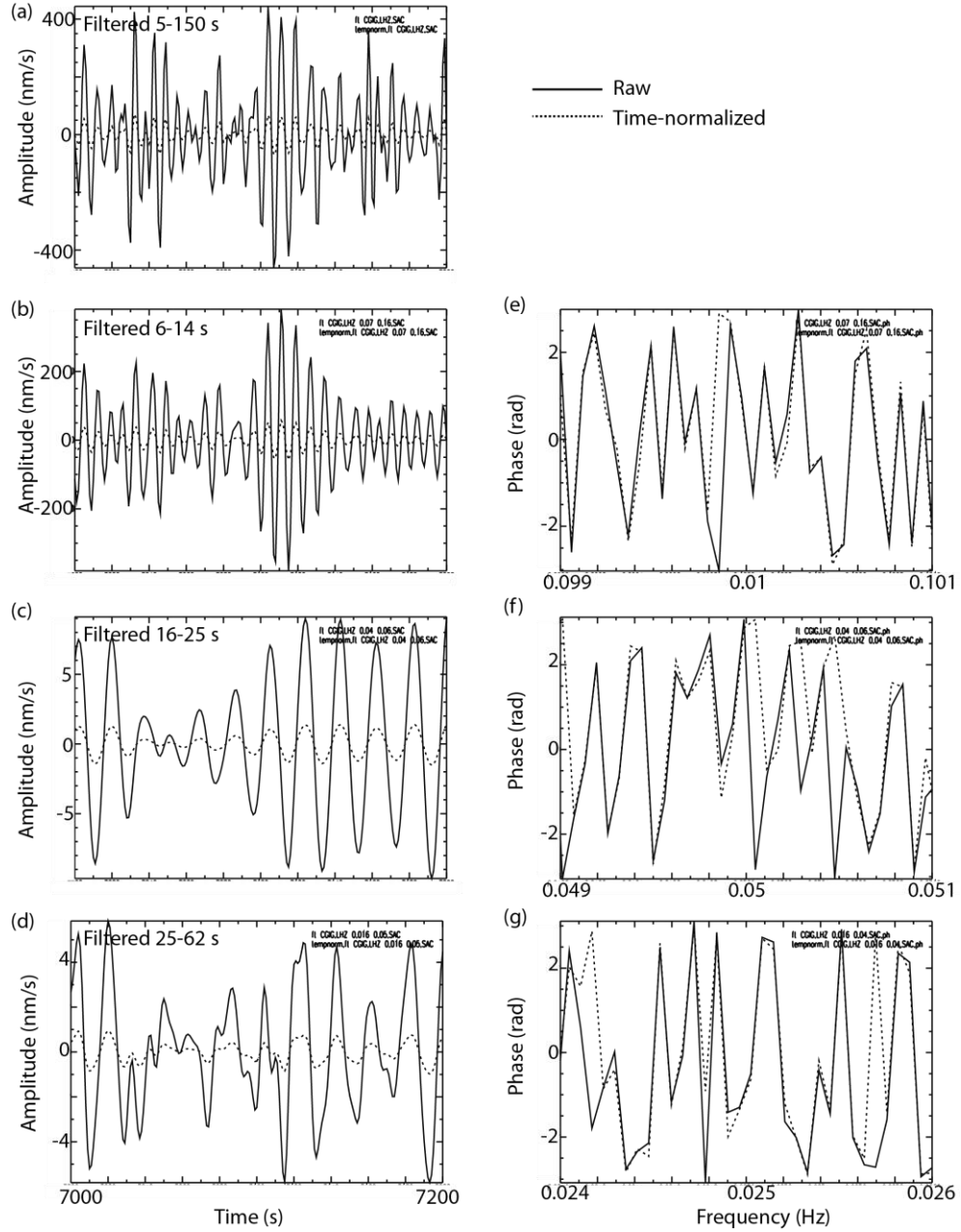


Figura 3.10: [(a)-(d)] Registros de ruido sísmico sin normalizar (línea continua) y normalizado en el tiempo con *running-absolute-mean* (línea discontinua). (a) Registros filtrados entre 5 y 150 s. (b) Los registros en (a) filtrados entre 6 y 14 s. (c) Los registros en (b) filtrados entre 16 y 25 s. (d) Los registros en (a) filtrados entre 25 y 62 s. (e) Espectro de fase de los registros en (b) centrado en 0.1 Hz (10 s). (f) Espectro de fase de los registros en (c) centrado en 0.05 Hz (20 s). (g) Espectro de fase de los registros en (d) centrado en 0.025 Hz (40 s).

Dada una serie temporal discreta,  $d_j$ , el peso para cada muestra ( $n$ ) se calcula con la ecuación:

$$\omega_n = \frac{1}{2N+1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |\hat{d}_j| \quad (3.1)$$



Donde  $\hat{d}_j$  es la serie temporal filtrada.

Por tanto los datos normalizados son:

$$\tilde{d}_n = d_n / \omega_n \quad (3.2)$$

#### Outline of time normalization: running-absolute-mean

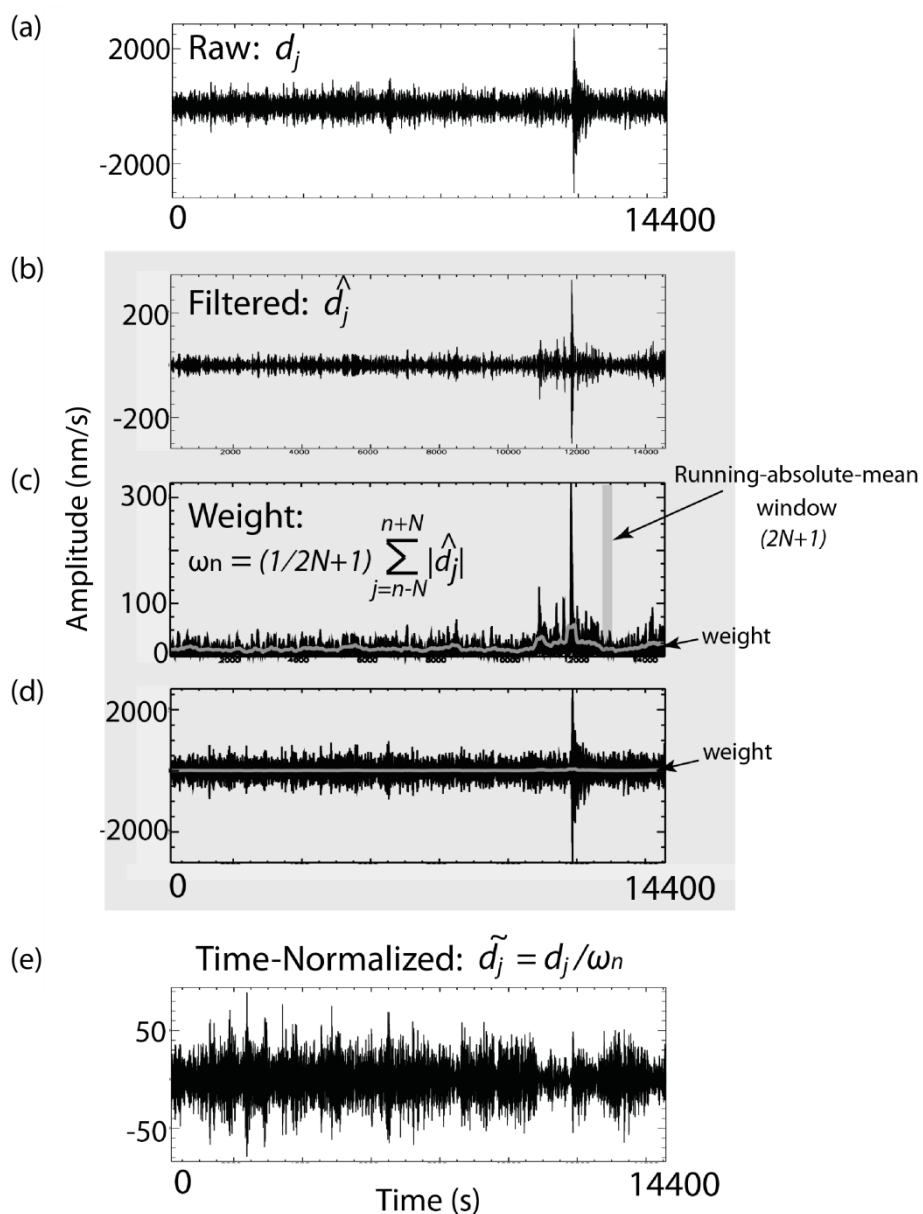


Figura 3.11: Esquema de normalización temporal utilizando *running-absolute-mean*. (a) 4 horas de registro sísmico continuo. (b) Registro filtrado en la banda de la sismicidad de la región. (c) Valor absoluto del registro filtrado en el que se calcula el peso en diferentes ventanas móviles a lo largo del registro con anchura  $2N+1$ . La línea gris indica el peso calculado. (d) Registro original (línea negra) y su peso de normalización en gris. (e) registro normalizado.

La Figura 3.12 muestra el efecto de la normalización temporal utilizando *running-absolute-*

*mean* en un registro de ruido en el que se ha registrado un terremoto.

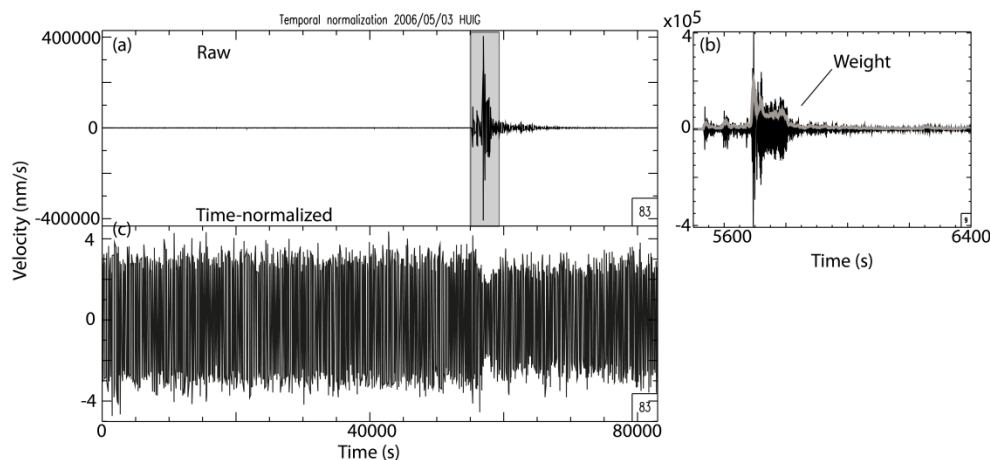


Figura 3.12: Ejemplo de normalización temporal con el método *running absolute mean*. (a) Registro temporal de ruido ambiente de un día de duración. En (b) se muestra el segmento sombreado en (a) junto con el peso de normalización (línea gris) calculado con ventanas de 40 s de anchura. (c) Misma señal que en (a) pero normalizada en el dominio de tiempo.

La anchura de la ventana de normalización es  $(2N+1)$  y determina la cantidad de información de amplitud que se quiere conservar. Los valores extremos de esta normalización son una ventana de una muestra ( $N=0$ ), que es equivalente a la normalización de 1-bit, donde no se conserva nada de la amplitud de la señal original, y una ventana de gran longitud ( $N \rightarrow \infty$ ), que equivale a recuperar la señal de origen. Bensen et al. (2007) probaron varias longitudes de ventana y concluyeron que la mitad del máximo periodo del filtro pasa-banda produce buenos resultados, aunque variando considerablemente la longitud de la ventana se producen resultados similares. En la Figura 3.13 se muestra un ejemplo de la normalización temporal calculada con diferentes longitudes de ventana (40, 80 y 120 s) para un registro en la componente vertical de los datos utilizados en este estudio en el que no se observan diferencias apreciables entre los registros normalizados. Las anchuras de las ventanas utilizadas en este trabajo están en torno a los valores en los que se han realizado las pruebas: 80 s para las componentes verticales y de 128 s para las horizontales. Esta última es la misma que utiliza (Lin et al., 2008) en la normalización temporal para el cálculo correlaciones de componentes horizontales.

Por otro lado la elección del rango de frecuencias del filtro para hallar el peso de normalización varía las amplitudes obtenidas (Figura 3.14). Además, según los resultados de Bensen et al. (2007), si la selección del rango en el que se filtra y calcula el peso de normalización se realiza en la banda de frecuencias en la que se registran terremotos, se evita que las correlaciones contengan ciertas llegadas de señales espurias (Figura 3.9).

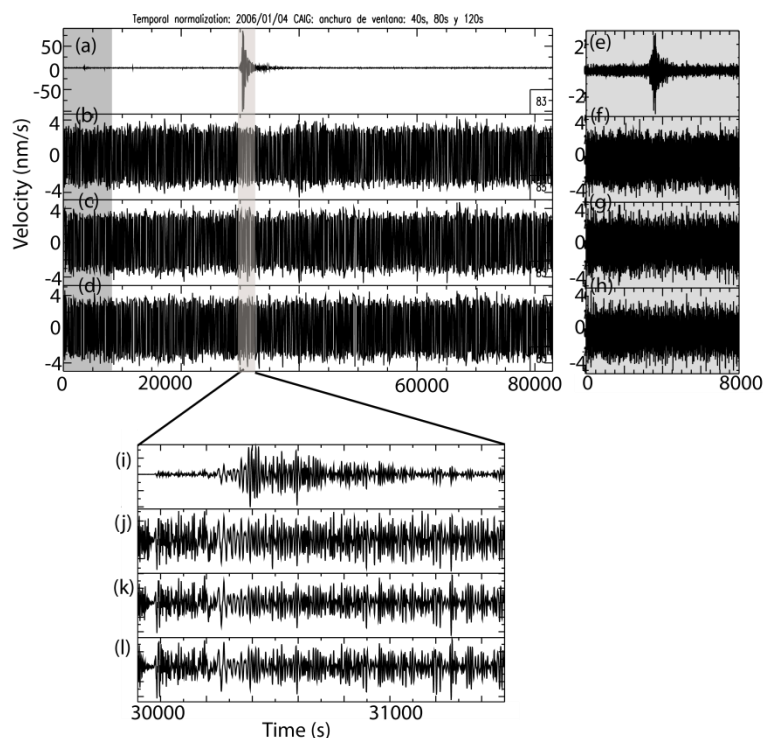


Figura 3.13: Ejemplo de *running-absolute-mean normalization* con diferentes longitudes de ventana móvil. (a) Registro de ruido sísmico de 1 día de duración. [(b)-(d)] Mismo registro que en (a) pero normalizado temporalmente con ventanas de longitud 40 s, 80 s y 120 s, respectivamente. [(e)-(h)] Registros de [(a)-(d)] entre 0 y ~8000 s. [(i)-(l)] Registros de [(a)-(d)] entre ~30000 y 31500 s.

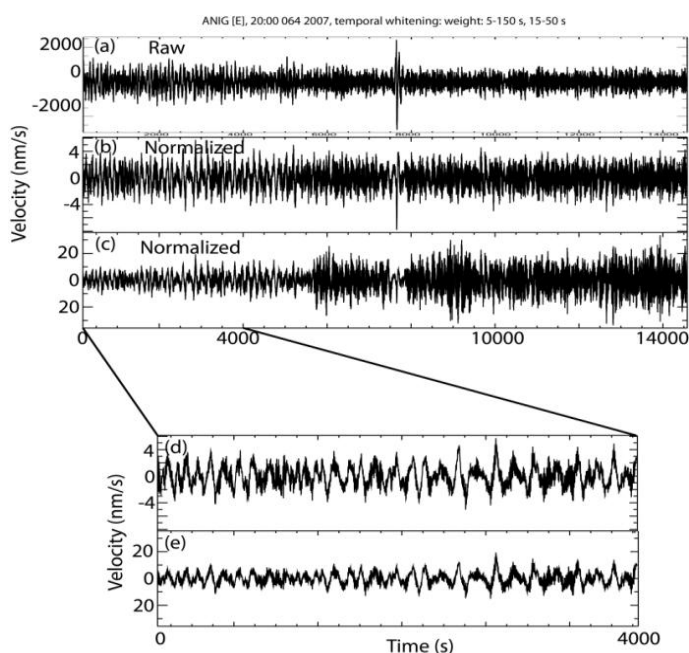


Figura 3.14: Ejemplo de *running-absolute-mean normalization* calculada con diferentes filtros. (a) Registro de ruido original. (b) Registro en (a) normalizado con el peso calculado con el registro filtrado entre 5 y 100 s. (c) Lo mismo que en (b), pero filtrado entre 15 y 50 s. En (d) y (e) se muestran los primeros 4000 s de los registros en (b) y (c), respectivamente.

La normalización de las componentes horizontales (E, N) con las que se va a calcular la correlación de la componente radial y/o transversal se realiza con un peso común para ambas, con la finalidad de conservar la relación entre sus amplitudes. Se intenta conservar esta relación para poder conmutar las operaciones de rotación y correlación y, de esta manera, realizar la rotación posteriormente al cálculo de la correlación, en vez de hacerlo a la inversa. El cálculo de la correlación previamente a la rotación reduce considerablemente el número de operaciones.

El peso se puede elegir de diferentes maneras, por ejemplo, como la amplitud absoluta máxima de las componentes horizontales:

$$\omega_n = \max(|A_E|, |A_N|) \quad (3.3)$$

Donde  $\omega_n$  es el peso en cada ventana,  $A_E$  y  $A_N$  indican la amplitud de la componente este-oeste y de la norte-sur del registro filtrado.

O como la media de las amplitudes absolutas de cada componente:

$$\omega_n = \frac{|A_E| + |A_N|}{2} \quad (3.4)$$

Los registros normalizados con el peso calculado de estas dos maneras son similares y no se observan diferencias apreciables (Figura 3.15).

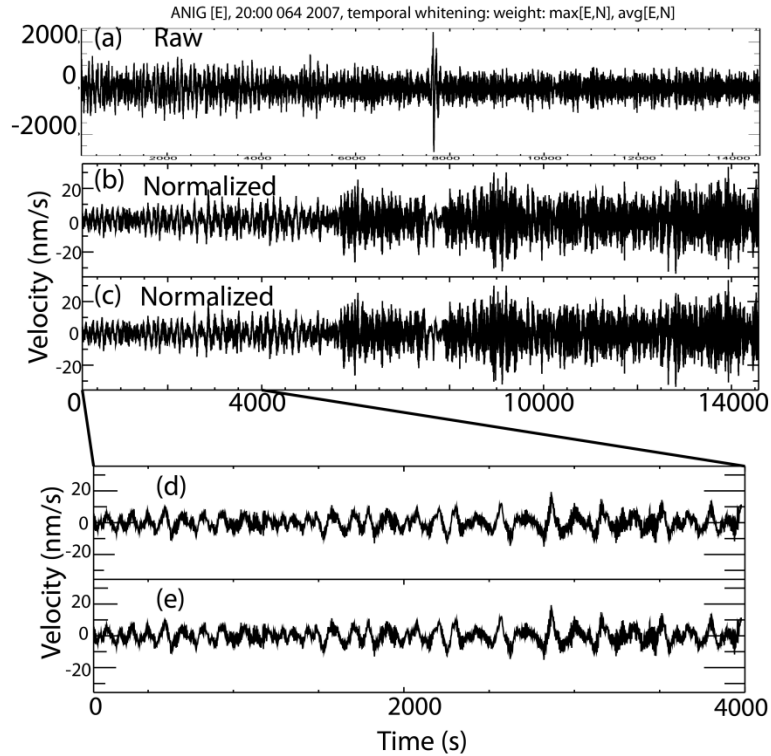


Figura 3.15: Ejemplo de *running-absolute-mean normalization* calculado con diferentes pesos. (a) Registro de ruido original. (b) Registro en (a) normalizado con el peso obtenido como la amplitud absoluta máxima de las componentes horizontales  $w = |\max(A_E, A_N)|$ . (c) Registro en (a) normalizado con el peso obtenido como la media de los valores absolutos de cada componente horizontal  $w = 1/2 * (|A_E| + |A_N|)$ . En (d) y (e) se muestran los primeros 4000 s de (b) y (c), respectivamente.

En este trabajo se realiza una normalización temporal para las componentes horizontales con un peso intermedio entre los dos ejemplos mostrados y utilizada también por Lin et al. (2008). Así, el peso de normalización de cada ventana se calcula como la media del valor absoluto de ambas componentes filtradas entre 15 y 50 s, y suavizadas, más la mitad del valor absoluto de su diferencia:

$$\omega_n = \frac{|A_E| + |A_N| + |A_E - A_N|}{2} \quad (3.5)$$

Tanto la elección de la banda de frecuencias en las que se filtra como de la longitud de la ventana hacen que este método sea flexible en su aplicación para diferentes regiones y duraciones de registros.

### 3.3.7 Normalización espectral (*blanqueo o whitening*)

Con esta normalización se intenta suavizar el espectro para evitar que las señales con gran amplitud espectral oculten la información de señales con menor amplitud al obtener la correlación (Figura 3.16). Las señales con mayor amplitud en el espectro de un registro de ruido sísmico suelen estar en la banda microsísmica en torno a 7 y 15 s y algunos picos a otras frecuencias generados por fuentes de ruido localizadas en lugares concretos de la Tierra (e.g., pico a 26 s cuya fuente ha sido localizada por Shapiro et al. (2006) en el golfo de Guinea, pico a 10 s generado en la isla Kyushu en Japón (Zeng y Ni, 2010)). En los datos utilizados en este estudio no se observa ninguno de los dos picos espectrales comentados (Figura 3.17a).

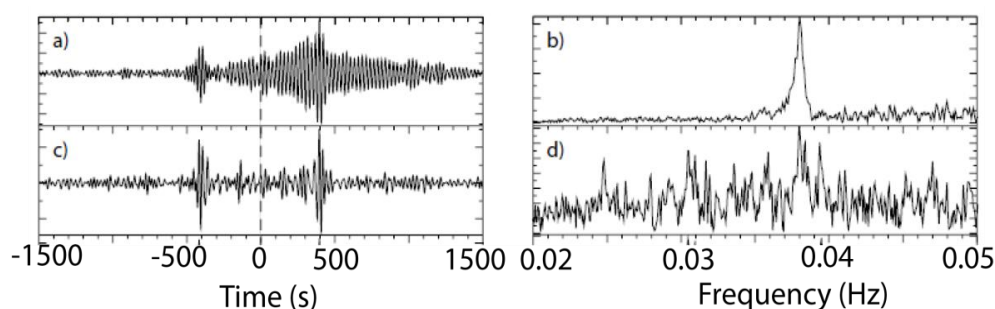


Figura 3.16: Efecto en las correlaciones de un pico microsísmico centrado a 26 s de periodo. (a) Correlación de registros continuos de dos estaciones. La señal casi monocromática de 26 s domina parte de la correlación. (b) Espectro de amplitud de la correlación cruzada en (a) que muestra el pico en torno a 26 s de periodo. (c) Correlación de los mismos registros que en (a), pero normalizados en el dominio de la frecuencia previamente a la correlación. (d) Espectro de amplitud de la correlación en (c) en el que no se observa el pico espectral a los 26 s. *Extraído de Bensen et al. (2007).*

Con la normalización espectral se pretende lograr además, que el contenido de frecuencias de las correlaciones sea lo más homogéneo posible para obtener ondas superficiales en una banda ancha de frecuencias.

El peso de normalización espectral se obtiene con ventanas móviles a lo largo del espectro.

Su valor se calcula en el punto medio de cada ventana como la media del espectro en ese intervalo. De este modo, el peso es el espectro original suavizado. El espectro normalizado es el espectro original dividido por el peso. En la Figura 3.17 se muestra un ejemplo de normalización espectral. En el espectro normalizado (Figura 3.17c) no se observan amplitudes dominantes sino mayor homogeneidad que en el espectro original (Figura 3.17a), que es la intención de este paso del pre-procesado.

Igualmente que en la normalización temporal, la normalización espectral de las

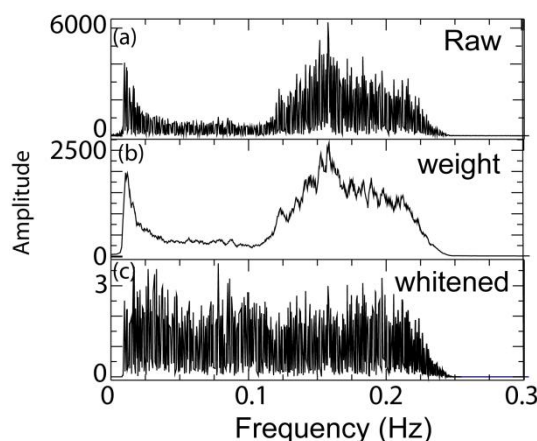


Figura 3.17: Ejemplo de normalización espectral (*spectral whitening*) de la componente vertical de un registro de un día de duración. (a) Espectro de un registro de ruido sísmico de un día de duración. (b) Peso de normalización espectral. (c) Espectro normalizado.

componentes horizontales se realiza con un peso de normalización común para ambas, en el caso en que se van a utilizar para calcular correlaciones de las componentes radial y/o transversal. La intención es la misma que en el dominio del tiempo, es decir, la conservación de la relación entre las amplitudes de las componentes horizontales para poder conmutar las operaciones de rotación y correlación (apartado 3.4).

La longitud de las ventanas en el cálculo del peso utilizada en este estudio es 40 s para todas las componentes (Z, E y N) y el peso de normalización para las componentes horizontales se ha tomado como la amplitud de la componente en la dirección este-oeste.

### 3.4 Cálculo de correlaciones

La correlación es una medida de la semejanza entre dos funciones. La correlación de ruido sísmico registrado en dos sensores contiene trenes de ondas superficiales con tiempos de llegada correspondientes a la propagación de ondas por el medio entre ambos receptores (Shapiro y Campillo, 2004).

La correlación (ecuación 2.6) está compuesta por una parte de tiempo positivo (parte causal) y otra de tiempo negativo (parte acausal) (Figura 3.18). La parte causal muestra la semejanza

correspondiente a las señales sísmicas propagadas desde el sensor que registra la función  $f$  (estación A) hacia el que registra  $g$  (estación B) y la parte acausal a las propagadas desde el sensor que registra  $g$  hacia el que registra  $f$  (Figura 3.18c). Otra manera de explicar las ramas de tiempo positiva y negativa de la correlación es considerar la parte causal como la señal registrada en la estación B en el caso en que la estación A actúa de emisor o fuente virtual (ecuación 2.4). La parte acausal correspondería a la situación contraria.

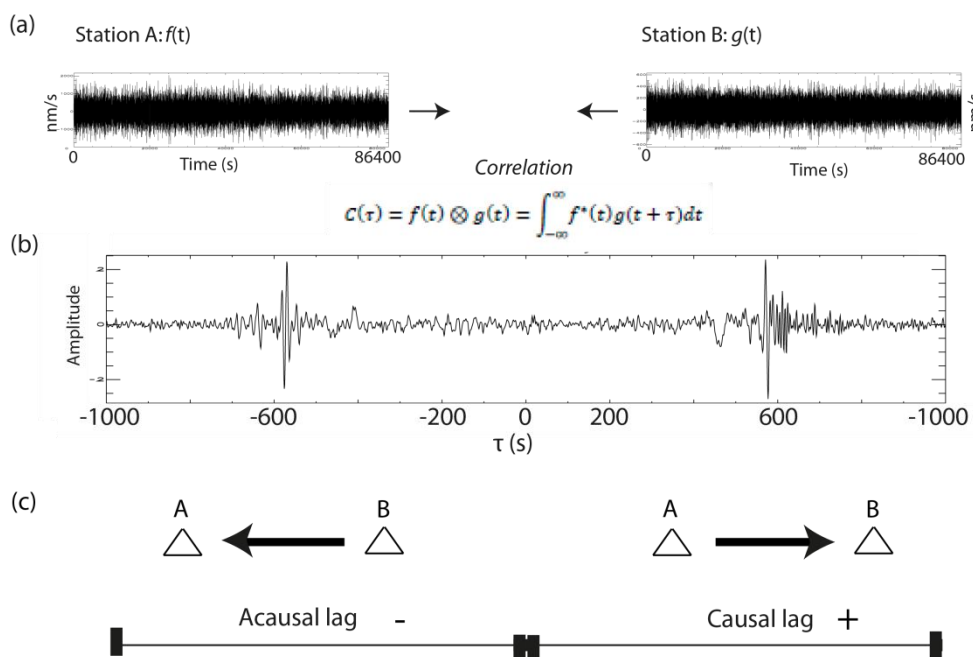


Figura 3.18: (a) Señales temporales de ruido sísmico registradas en dos estaciones. (b) Correlación cruzada de los registros en (a) (con un apilado de 400 días). (c) Esquema del significado de la parte causal y acausal de la correlación.

La correlación de las componentes verticales y radiales de los registros de ruido sísmico contiene ondas Rayleigh propagadas entre ambos receptores (*Shapiro y Campillo, 2004*), mientras que las correlaciones de las componentes transversales contienen ondas Love (*Lin et al., 2008*). Estos últimos autores describen un método en el cual calculan las correlaciones transversales y radiales mediante la rotación de las correlaciones de las cuatro combinaciones posibles de las componentes horizontales (EE, EN, NE y NN) haciendo uso de la característica conmutativa del operador rotación. Siguiendo este argumento se calculan las correlaciones de las combinaciones de las componentes trasversal (T) y radial (R) según la ecuación:

$$\begin{pmatrix} TT \\ RR \\ TR \\ RT \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\cos\theta \cos\Psi \cos\theta \sin\Psi - \sin\theta \sin\Psi \sin\theta \cos\Psi \\ -\sin\theta \sin\Psi - \sin\theta \cos\Psi - \cos\theta \cos\Psi - \cos\theta \sin\Psi \\ -\cos\theta \sin\Psi - \cos\theta \cos\Psi \sin\theta \cos\Psi \sin\theta \sin\Psi \\ -\sin\theta \cos\Psi \sin\theta \sin\Psi \cos\theta \sin\Psi - \cos\theta \cos\Psi \end{pmatrix} \quad (3.6)$$

$$\times \begin{pmatrix} EE \\ EN \\ NN \\ NE \end{pmatrix}$$

Donde TT, RR, TR y RT indican las diferentes combinaciones de correlaciones rotadas, y  $\theta$  y  $\psi$  indican el acimut y el back-acimut entre receptores. Estos ángulos están definidos tomando la primera estación de la correlación como fuente virtual y la segunda como la localización del receptor. Bajo esta notación las componentes transversales en ambas estaciones tienen el mismo sentido (Figura 3.19).

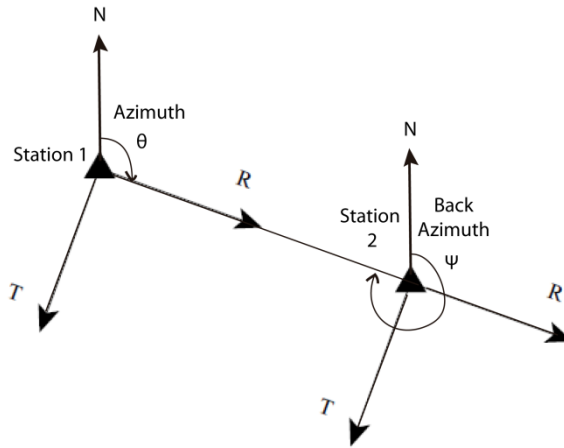


Figura 3.19: Esquema del sentido de las componentes horizontales (radial y transversal) de las estaciones 1 y 2 según la notación de la ecuación (3.6). *Modificada de Lin et al. (2008).*

En la Figura 3.20 se muestra un ejemplo de correlaciones en la dirección vertical, radial y transversal de registros de ruido sísmico de dos estaciones utilizadas en este estudio. En esta figura se muestran las correlaciones sin filtrar y filtradas en tres bandas de frecuencia: entre 5 y 10 s, entre 10 y 20 s y entre 20 y 50 s. Se observan llegadas del paquete de ondas superficiales en la dirección vertical y radial con contenido principalmente de ondas Rayleigh, que son más tardías en comparación con las llegadas observadas en la dirección transversal, que contienen principalmente ondas Love. La forma de onda de las correlaciones en la componente vertical y radial es similar, aunque se observan frecuencias más bajas en la vertical que en la radial, como se aprecia claramente en la Figura 3.20d.

Las distancias entre las estaciones utilizadas en este estudio abarcan desde unos pocos cientos de kilómetros hasta más de 6000 km. En la Figura 3.21 se muestra un ejemplo de las correlaciones en función de la distancia de una estación con todas las disponibles en la



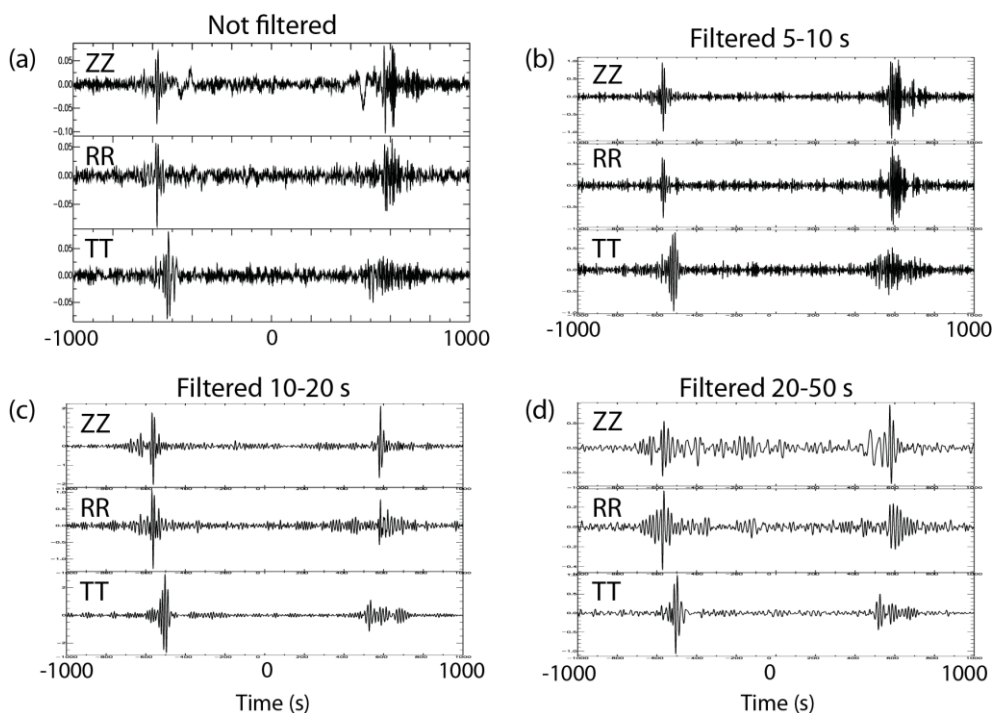


Figura 3.20: Ejemplo de correlaciones de registros de ruido sísmico de componentes verticales (ZZ) y horizontales en la dirección radial (RR) y transversal (TT) de un par de estaciones del Servicio Sismológico Nacional de México (CAIG y CGIG). (a) Correlaciones sin filtrar. (b) Filtradas entre 5 y 10 s. (c) Filtradas entre 10 y 20 s. (d) Filtradas entre 20 y 50 s.

dirección vertical, radial y transversal. En estas correlaciones se observa señal tanto en la rama positiva como en la negativa hasta distancias  $> 2000$  km. La señal de gran amplitud observada en la correlación cruzada en la dirección vertical y radial corresponde a llegadas de ondas Rayleigh y, en la dirección transversal, de ondas Love. En esta Figura se observa que la velocidad de las ondas Rayleigh es menor que la velocidad de las ondas Love.

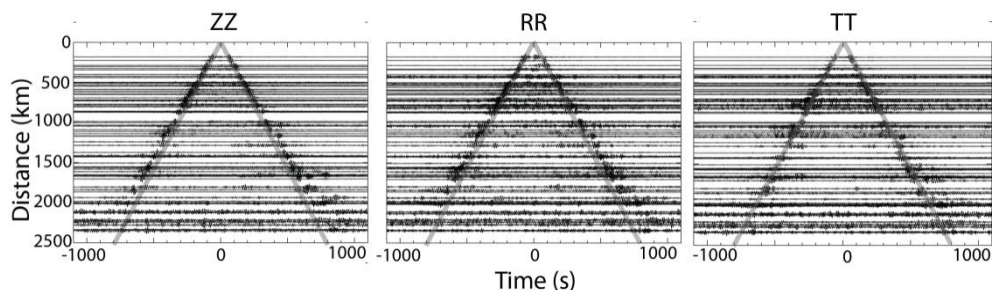


Figura 3.21: Correlaciones cruzadas de registros de ruido ambiente de las componentes verticales (Z), en la dirección radial (R) y en la transversal (T) de la estación CGIG con el registro continuo de todas las estaciones disponibles en función de la distancia entre estaciones. Las correlaciones están apiladas para todos los registros disponibles desde 2006 hasta 2008 y filtradas entre 10 y 15 s. Las líneas grises se indican el tiempo de llegada a diferentes distancias con una velocidad constante de 3.1 km/s. La estación CGIG está situada en el norte de México

### 3.4.1 Apilado

El apilado consiste en sumar las correlaciones con otras obtenidas con registros en otros lapsos de tiempo para el mismo par de estaciones. En el procesado de ruido sísmico es habitual apilar las correlaciones y utilizar las *correlaciones apiladas*. Mediante este proceso se pretende: (1) acercarse a la condición teórica de una distribución isotrópica de fuentes de ruido sísmico, y (2) aumentar la proporción de señal coherente frente a la incoherente de la correlación. Las fuentes principales de ruido en la banda de frecuencias de los microsismos se encuentran en los océanos y costas, y tienen variabilidad estacional (Capítulo 2). Esto implica que el registro de ruido varía con la época del año. Estas variaciones se observan en los cambios de la forma de onda de las correlaciones según la estación anual. Estos cambios pueden influir en los tiempos de llegada obtenidos de las correlaciones. La suma de las correlaciones de registros en diferentes periodos del año promedia las variaciones de las correlaciones y considera una distribución de fuentes de ruido más isotrópica. En general la suma de correlaciones calculada con registros en diferentes lapsos de tiempo incrementa la proporción de la señal coherente frente a la incoherente (Figura 3.22), según se apila mayor número de correlaciones (Bensen *et al.*, 2007).

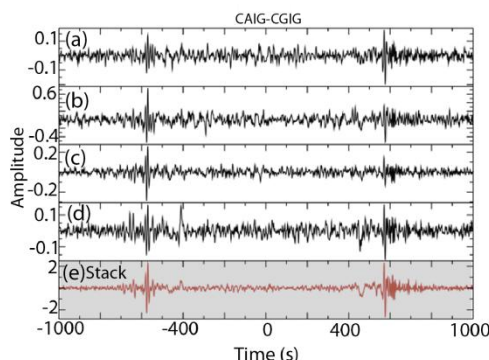


Figura 3.22: (a)-(d) Correlaciones entre dos estaciones del SSN de México (CAIG y CGIG). (e) Apilado (*stack*) de las correlaciones (a)-(d).

El número de correlaciones apiladas en este estudio varía desde 30 hasta más de 900 en la dirección vertical (Figura 3.23b) y desde varias decenas hasta más de 5000 en la dirección transversal (Figura 3.23d), correspondientes a más de 30 meses de registros temporales continuos. La diferencia en el número de correlaciones apiladas en las componentes verticales y las horizontales se debe a que los registros de la vertical son de 24 horas de duración frente a las 4 horas de las horizontales.

Las correlaciones apiladas calculadas corresponden a más de 4000 trayectorias entre estaciones con una longitud media en torno a los 2000 km. El número de trayectorias obtenido para el cálculo de velocidades de ondas Rayleigh es un poco mayor que para ondas Love (4443 y 4242, respectivamente). Esto, probablemente, se debe en parte, a que las

componentes horizontales tienen que ser continuas simultáneamente, lo que restringe la cantidad de datos disponibles para correlacionar.

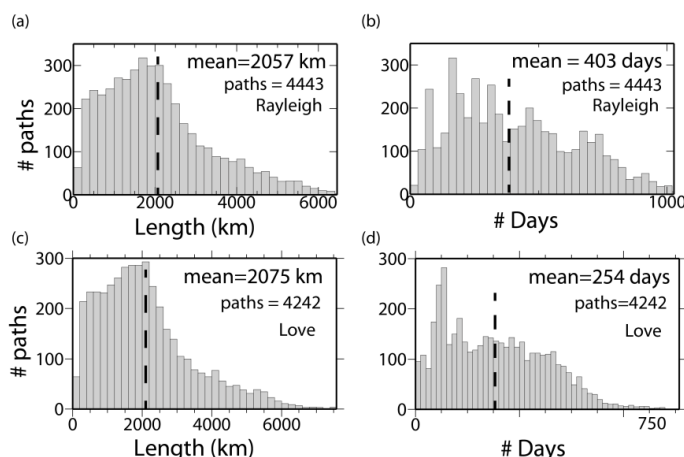


Figura 3.23: Histogramas del número de trayectorias (correlaciones apiladas) utilizadas en el cálculo de curvas de dispersión de ondas Rayleigh y Love [(a) y (c)] en función de la distancia y [(b) y (d)] del número de registros apilados en cada correlación. En cada histograma se indica el número total de correlaciones ( $N$ ), la distancia media (en a y c) y el número medio de registros apilados (en b y d).

### 3.4.2 Correlación simétrica

Normalmente las medidas de velocidad se realizan en la *correlación simétrica*. La forma más común de cálculo de la correlación simétrica es realizar la media de la parte causal y acausal (Figura 3.24). En una distribución ideal de fuentes de ruido, *i.e.*, acimutalmente isótropa, las dos ramas de tiempo de la correlación son iguales, por lo tanto, la correlación simétrica es igual a cualquiera de las ramas (Capítulo 2). En los casos reales, en general las ramas no son idénticas (*e.g.*, Figura 3.20). El cálculo de la correlación simétrica promedia el efecto de fuentes de ruido distribuidas inhomogéneamente e incrementa la energía de la llegada de fases coherentes frente a las señales incoherentes.

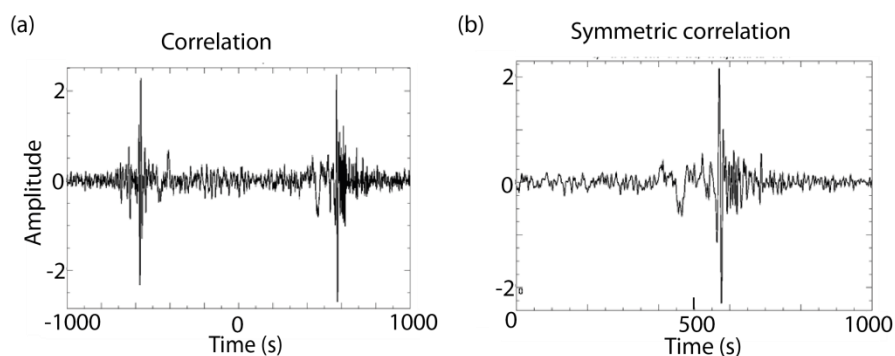


Figura 3.24: (a) Correlación de ruido sísmico registrado en dos sensores. (b) Correlación simétrica calculada como la media de la rama positiva y negativa de la correlación en (a).

### 3.4.3 Determinación de la calidad de las correlaciones

El cómputo de correlaciones de ruido sísmico entre pares de estaciones suele implicar un gran número de cálculos que, normalmente, se realizan de manera automática. En la automatización pueden pasar datos con medidas erróneas que repercutirán en los resultados finales. El número de correlaciones ( $n_{corr}$ ) calculadas para  $N$  estaciones,  $D$  días y  $R$  registros por día se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$n_{corr} = C * D * R * \frac{N(N-1)}{2} \quad (3.7)$$

Donde  $C$  es igual a 1 si se calculan las correlaciones de una sola componente (e.g.,  $Z$ ) o a 4 si se están calculando las correlaciones de las componentes horizontales combinadas para calcular la correlación en la dirección tangencial y/o radial, según se ha descrito anteriormente.

Por ejemplo, el número de correlaciones calculadas para la componente vertical de una red con 80 estaciones que registra durante 1 año, si se utilizan registros de un día de duración, es del orden de  $10^6$ . Si se calcula para las componentes horizontales es 4 veces mayor, y si los registros utilizados son de menor duración, por ejemplo de 4 horas (con lo que se utilizan 6 registros por día), el número de correlaciones se multiplica por 6. Esto implica un número de datos demasiado grande para revisar manualmente.

Según esto, es importante diseñar procesos de evaluación de la calidad de las correlaciones obtenidas que permitan seleccionar las correlaciones correctas y desechar las erróneas. Con estos procesos se logra mejorar la calidad de los resultados y también reducir el volumen de datos.

A continuación se explican los dos criterios de evaluación utilizados en el procesado de los datos en este estudio. El primero es uno ideado en este trabajo con el que se han detectado diversas correlaciones apiladas de mala calidad y el segundo es un criterio ampliamente utilizado en otros trabajos de ruido sísmico.

#### 3.4.3.1. Observación de correlaciones mensuales

Los tiempos de llegada de las fases coherentes más energéticas suelen permanecer estables si el medio no ha sufrido cambios sensibles para el rango de frecuencias que se está utilizando (Figura 3.25), a pesar de las variaciones estacionales de las fuentes de ruido en la banda de los picos microsísmicos y algunos cambios en la amplitud y la forma de la onda de la correlación. Realizar esta comprobación en todos los pares de estaciones utilizados en un estudio de tomografía sísmica supone calcular y revisar una gran cantidad de información. Por este motivo se propone la comparación visual de correlaciones apiladas mensualmente

entre pares de estaciones cercanas.

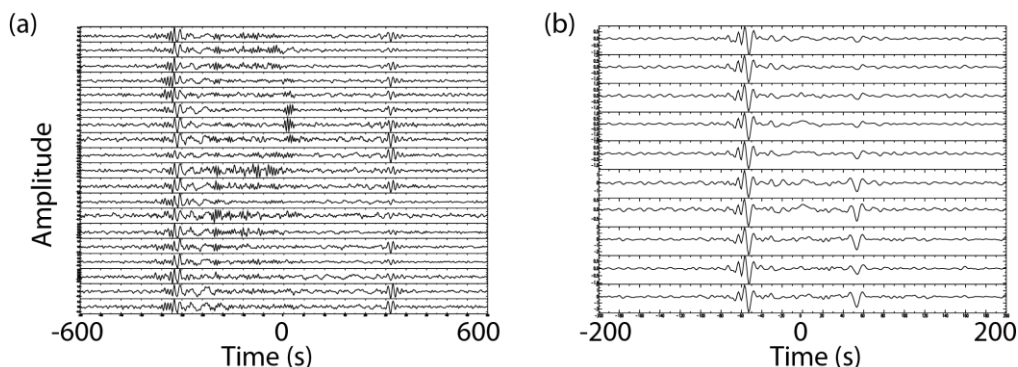


Figura 3.25: Ejemplo de correlaciones apiladas mensualmente entre estaciones cercanas (763 km (a) y 143 km (b)) sin filtrar. Se observa cierta estabilidad en la forma de onda de las fases coherentes más energéticas en los diferentes meses, aunque haya cambios en su amplitud.

El cálculo de las correlaciones sólo entre pares de estaciones vecinas, es decir, cada estación con la más cercana posible, hace que el número de correlaciones a revisar se reduzca y sólo haya que comprobar una correlación por estación. Además, al calcular correlaciones de estaciones cercanas la llegada de ondas superficiales suele distinguirse fácilmente de la señal incoherente.

Cuando la correlación presenta anomalías en algunos de los meses (o subgrupos de tiempo en los que se ha apilado) se analizan las correlaciones de ambas estaciones con otras para identificar cuál de las dos estaciones tiene el problema y acotar el tiempo en el que ocurre. Siguiendo esta metodología se han detectado 4 estaciones con problemas en sus correlaciones en un total de 8 meses, los cuales se han eliminado del cálculo de la velocidad de dispersión de ondas superficiales.

Las anomalías detectadas se pueden clasificar en tres tipos (Figura 3.26): (1) Ausencia de llegada de fases coherentes en uno de los meses (Figura 3.26a). Este cambio en la correlación puede deberse a modificaciones en las fuentes de ruido o a una correlación con pocos registros apilados en la que las fases coherentes tienen poca amplitud en comparación con las fases incoherentes. (2) Desplazamiento de la forma de onda en el eje del tiempo (Figura 3.26b). En este caso la diferencia en las correlaciones puede deberse a errores de tiempo en uno de los sensores (*Stehly et al.*, 2007). (3) La forma de onda de la correlación tiene polaridad invertida respecto al resto de meses (Figura 3.26c). Este tipo de cambio en la correlación se debe a diferencias en el instrumento o al archivo de respuesta, y no a cambios en las fuentes de ruido.

Este estudio se centra en la detección de estas anomalías para eliminar datos que generan medidas erróneas de tiempos de llegada y no indaga en profundidad en sus causas. Sin

embargo, se ha analizado con un poco más de detalle el efecto en las medidas de velocidad de ondas superficiales del caso (2). Para esto se han utilizado registros de la estación SNCC durante junio, julio y agosto de 2007 en los que las correlaciones mensuales tienen la forma de onda desplazada en el tiempo respecto a otros meses (Figura 3.27 a). Se ha comprobado que el registro de un telesismo en esta estación durante estos meses presenta diferencias en los tiempos de llegada de las fases coherentes respecto a su registro en estaciones cercanas (Figura 3.27 b). Este hecho apoya la idea especulativa de que el origen de este tipo de diferencias en las correlaciones podría deberse a fallos de tiempo del instrumento. Por último se muestra que el cálculo de curvas de dispersión a partir de registros de terremotos durante los meses en que se observa el comportamiento anómalo de la estación en las correlaciones genera medidas muy diferentes de las calculadas para trayectorias similares (Figura 3.27c).

#### Tipos de anomalías observadas en las correlaciones:

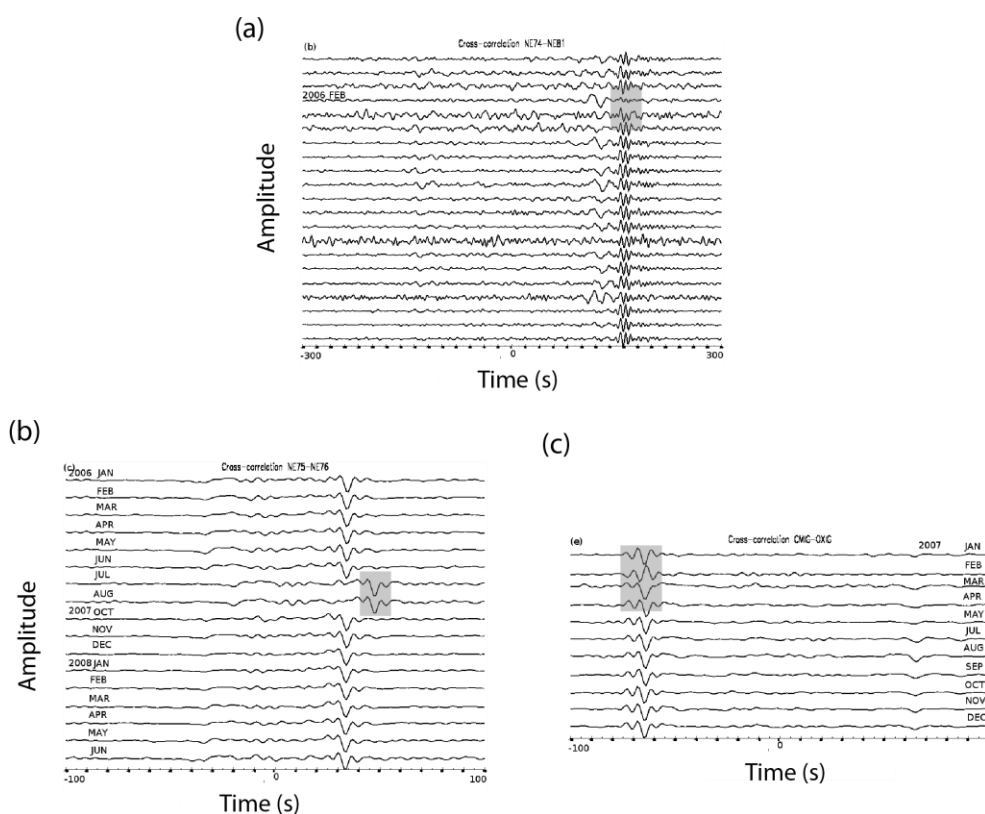


Figura 3.26: Ejemplos de anomalías observadas en las correlaciones mediante la visualización de correlaciones mensuales entre pares de estaciones cercanas. Se han detectado tres tipos de anomalías en los datos analizados en este estudio. (a) Un mes de la correlación no muestra ninguna semejanza con el resto de correlaciones -febrero 2006 y abril 2007, respectivamente-. (b) La señal coherente más energética de la correlación está desplazada en el tiempo -julio y agosto 2006-. (c) La forma de onda de la correlación está invertida -marzo 2007-.

Estas pruebas confirman que el método propuesto de revisión visual de las correlaciones entre estaciones vecinas y su comparación con correlaciones apiladas en otros intervalos de

tiempo es útil en la detección de correlaciones anómalas que, en algunos casos, pueden estar asociados a errores en el tiempo del instrumento. Además, la detección y eliminación de registros que generan correlaciones anómalas evita introducir medidas erróneas en el cálculo de tiempos de llegada.

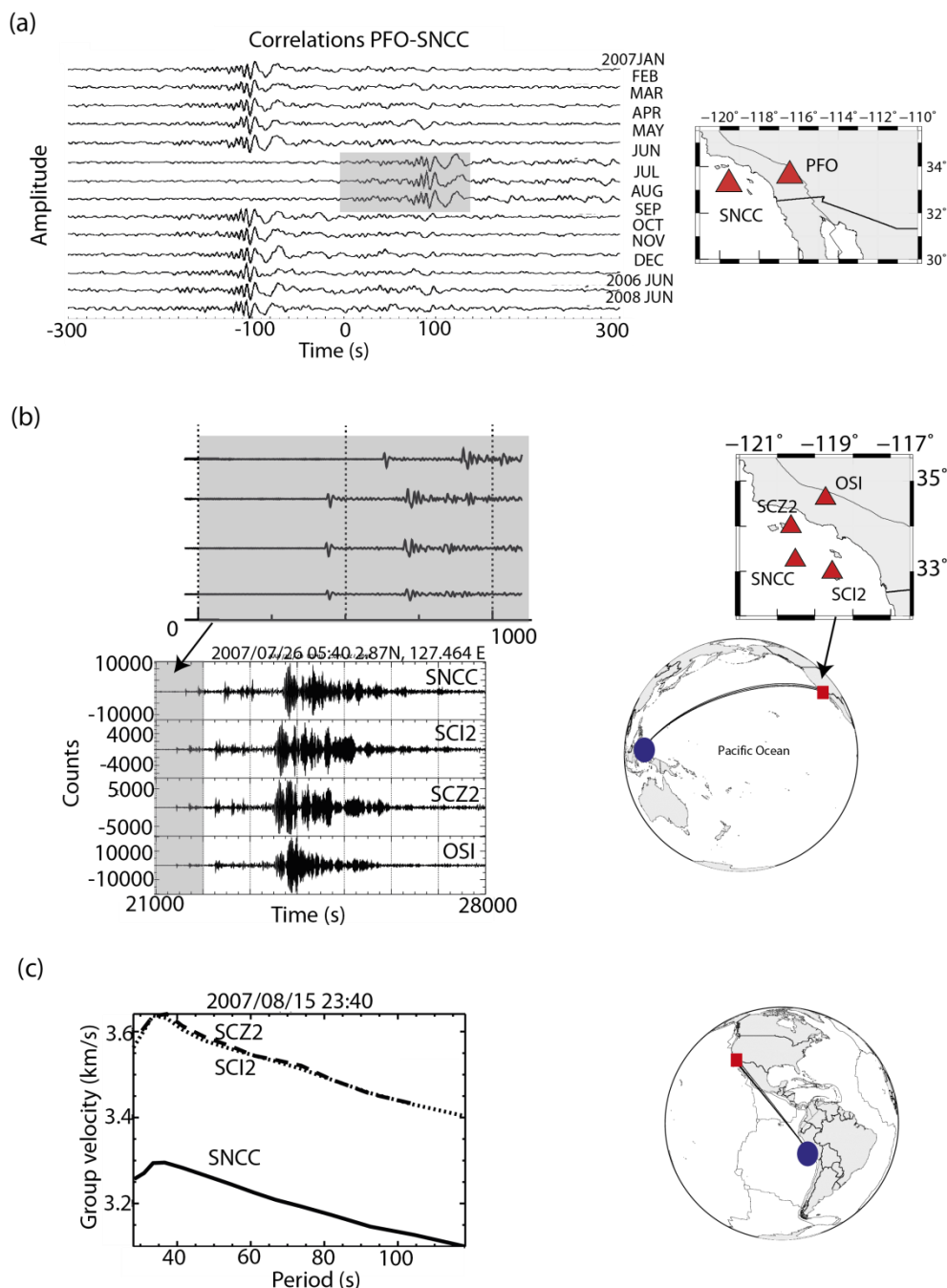


Figura 3.27: (a) Correlaciones mensuales entre las estaciones SNCC y PFO en las que se observa desplazamiento de la forma de onda hacia tiempos positivos en tres meses del 2007. (b) Registros temporales de un telesismo en la estación SNCC y tres estaciones cercanas donde se observa un retardo en la llegada de la señal a SNCC. (c) Curvas de dispersión de tres trayectorias muy similares entre la localización del terremoto en Perú y tres estaciones en el sur de California (EEUU). La curva de dispersión obtenida con el registro en la estación SNCC es muy diferente al resto. En los mapas y globos terráqueos se muestra la localización de los terremotos (círculo) y de las estaciones (triángulos) utilizados en (b) y (c).

Una manera de automatizar este método podría ser mediante el cálculo de correlaciones entre los apilados de correlaciones mensuales. Para cada par de estaciones vecinas se establece un valor umbral de coeficiente de correlación, a partir del cual se consideran las correlaciones de calidad. Con esta automatización se evitaría la comprobación visual de las correlaciones en gran parte de los casos, y sólo habría que comprobar las situaciones en que se detectaran coeficientes de correlación bajos. Esta automatización no se ha probado y es una línea en la que se puede investigar en el futuro.

### 3.4.3.2. Relación señal-ruido (SNR)

La medida de la SNR (Signal to Noise Ratio o relación señal-ruido) es habitual en los estudios de extracción de ondas superficiales a partir de las correlaciones de ruido sísmico y se ha probado que es un indicativo de la calidad de la correlación (Bensen *et al.*, 2007). Con la SNR se mide la proporción de amplitud de la forma de onda con contenido de ondas superficiales frente a la del resto de la correlación en diferentes bandas de periodo. Esta medida se utiliza para cuantificar y comparar la calidad de correlaciones.

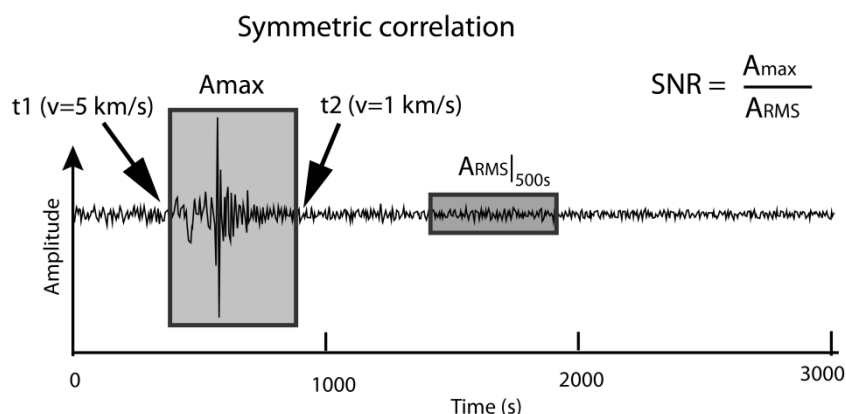


Figura 3.28: Esquema del cálculo de la SNR de las correlaciones.  $A_{max}$  indica la amplitud máxima y  $A_{RMS}$  la raíz cuadrática media de la amplitud. Estos valores se calculan en el intervalo de tiempo de posibles llegadas de ondas superficiales y en la coda de la correlación, respectivamente, indicados con zonas sombreadas.

La relación señal-ruido se puede medir de diferentes maneras, pero en este estudio se ha seguido el método descrito por Bensen *et al.* (2007). Este método consiste en calcular la SNR en la correlación simétrica como el cociente entre la amplitud máxima en la ventana de tiempo en la que llegan ondas superficiales y la raíz cuadrática media (RMS) de la amplitud de una ventana de 500 s, a partir de los 500 s posteriores al final de la ventana de la llegada de ondas superficiales (Figura 3.28).

La RMS de una serie temporal con valores  $x_i$  se define como:



$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2} \quad (3.8)$$

Donde  $N$  es el número de valores con los que se calcula la raíz cuadrática media.

Las velocidades consideradas para el cálculo de la ventana temporal en la que se registran ondas superficiales son 1 y 5 km/s.

*Bensen et al.* (2007) concluyen que, en general, para obtener medidas de dispersión de ondas superficiales estables se requiere una SNR mayor que 10. Estos autores también muestran que la SNR aumenta según se incrementa el número de correlaciones apiladas, lo que también se ha observado generalmente en los datos de este trabajo (Figura 3.29). No obstante, se han encontrado algunas excepciones, que se muestran en la Figura 3.30 y discuten más adelante.

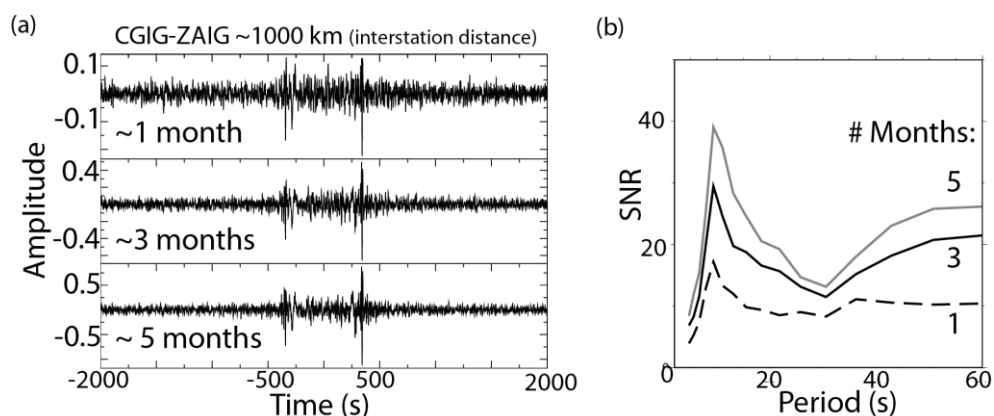


Figura 3.29: (a) Correlaciones de registros de ruido sísmico de la componente vertical de dos estaciones del Servicio Sismológico Nacional de México apiladas durante aproximadamente 1, 3 y 5 meses. (b) SNR de las correlaciones simétricas de las correlaciones mostradas en (a).

Al analizar correlaciones apiladas durante diferentes épocas del año se observan diferencias en las formas de ondas obtenidas y, por lo tanto, en la SNR de éstas. En la Figura 3.30 se muestran las correlaciones apiladas en grupos de tres meses consecutivos para todos los años disponibles y que coinciden en dos meses con el siguiente grupo, lo que a partir de aquí, y a lo largo del trabajo, se denominará *tripletes*. Esto es, la primera correlación está apilada los meses de enero, febrero y marzo, la siguiente durante los meses de febrero, marzo y abril, y así sucesivamente. En general la SNR obtenida con la correlación apilada 36 meses es mayor que con los apilados en tripletes. Esto indica que la correlación apilada durante largos periodos de tiempo (en este caso dos años y medio) contiene señales coherentes con mayor amplitud respecto a las señales incoherentes que la correlación apilada menos tiempo. En ocasiones se obtienen excepciones como las observadas en la

Figura 3.30b y c. En estos casos la SNR de la correlación apilada 3 meses es mayor que la del apilado de 36 meses, lo que parece indicar que el apilado a lo largo del tiempo suaviza las variaciones estacionales que se pueden detectar en las correlaciones.

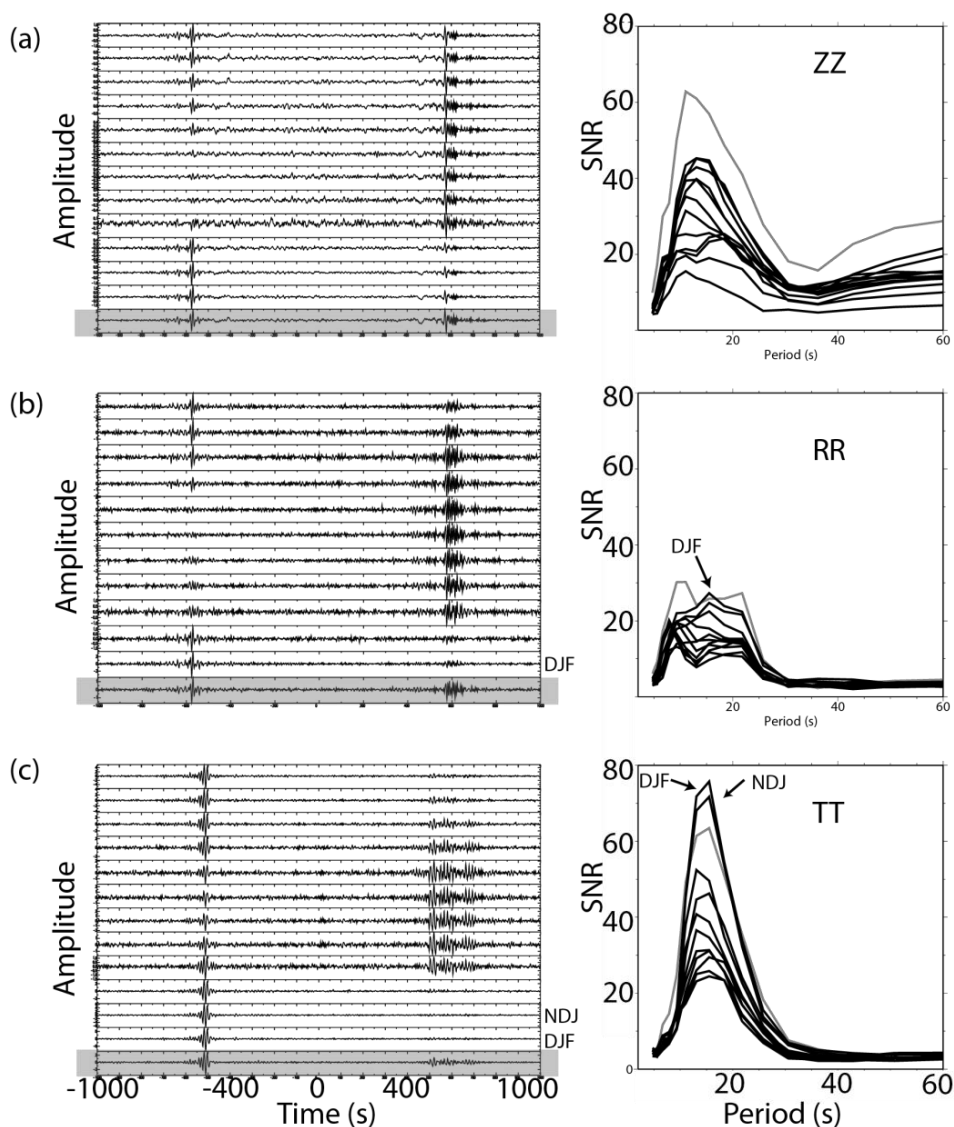


Figura 3.30: Correlaciones cruzadas apiladas y su SNR correspondiente, de componentes verticales (a), y horizontales en la dirección radial (b) y transversal (c). La correlación marcada en gris está apilada para todos los datos disponibles desde 2006 hasta 2008 y su SNR es la línea gris. El resto de correlaciones están apiladas para tres meses consecutivos (*e.g.*, enero, febrero y marzo; febrero, marzo y abril, y así sucesivamente) de los años 2006 al 2008 en (a) y del año 2007 en (b) y (c). Las SNR correspondientes a cada correlación se muestran con líneas negras. En (b) y (c) hay dos correlaciones de tres meses que tienen SNR mayor que la correlación de los 36 meses. Estas correlaciones corresponden al apilado de los meses noviembre, diciembre, enero (NDJ) y diciembre, enero y febrero (DJF).

La forma y valor de la SNR varía según las correlaciones sean de componentes verticales, radiales o transversales, esto es, según el contenido de la correlación sea de ondas Rayleigh en la dirección vertical o en la radial u ondas Love en la dirección transversal (Figura 3.31).

La SNR para las componentes verticales es mayor que para las radiales en todos los periodos. Este es uno de los motivos por el cual la extracción de las ondas Rayleigh se realiza mediante la correlación de componentes verticales y no de radiales.

La relación señal-ruido de la componente transversal es comparable o mayor que la de la componente vertical para algunos casos (Figura 3.31b). Esta observación coincide con los resultados de Lin *et al.* (2008). El hecho de obtener SNR mayores en la componente transversal que en la vertical, les lleva a concluir que las ondas Love obtenidas de las correlaciones de ruido ambiente no se producen a partir de las ondas Rayleigh sino que tienen un mecanismo de generación propio, ya que poseen una energía comparable a este tipo de ondas. Esta conclusión está en acuerdo con la observación de (Friedrich *et al.*, 1998), según la cual la proporción de energía coherente de ondas Love es mayor que la de ondas Rayleigh en el pico microsísmico primario ( $\sim 14$  s). A pesar de que la SNR de la componente transversal es mayor que en la componente vertical para diversas correlaciones calculadas en este estudio, la SNR media de la transversal es menor que la de la vertical (Figura 3.31a). Este resultado probablemente se debe a la cantidad de correlaciones de componentes horizontales con SNR baja.

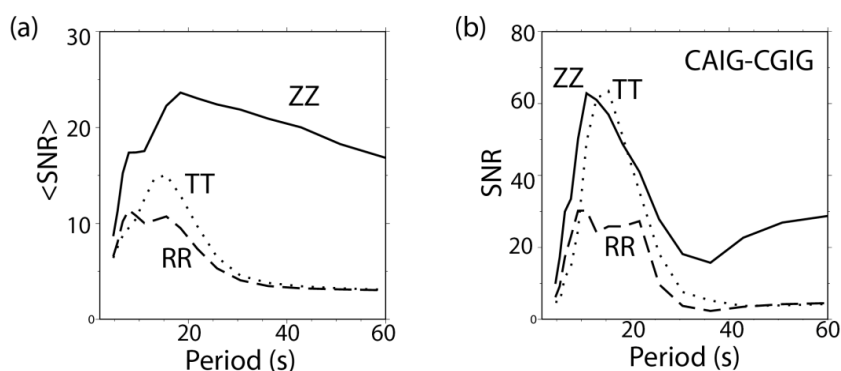


Figura 3.31: (a) SNR media de todas las correlaciones entre los pares de estaciones utilizados en este estudio para las componentes verticales (ZZ), radiales (RR) y transversales (TT). (b) Ejemplo de SNR de las correlaciones en la dirección vertical, radial y transversal de registros de un par de estaciones concreto. En este ejemplo la SNR de la correlación en la dirección transversal es mayor para algunos periodos que la de la componente vertical.

Las correlaciones en las componentes horizontales (radial y transversal) muestran  $\text{SNR} < 10$  para periodos iguales o mayores que 25-30 s, lo que también coincide con los resultados de (Lin *et al.*, 2008). Este hecho limita los largos periodos hasta los que pueden extraerse ondas Rayleigh en la componente radial y Love en la transversal de correlaciones de ruido sísmico. Esto último supone un motivo más para no calcular las ondas Rayleigh a partir de la componente radial.

En cualquier caso la SNR ofrece un valor que sirve para cuantificar la calidad de la correlación. La selección de correlaciones con una SNR mayor que un valor, usualmente

entre 10 y 20, genera una disminución grande del número de correlaciones válidas para las medidas de velocidad. La eliminación de correlaciones con  $SNR < 10$  varía del 30 al 90%, dependiendo del periodo y del tipo de onda, Rayleigh o Love. El porcentaje de eliminación varía desde 30% (para  $T > 20$  s) hasta 70% ( $T < 10$  s) para ondas Rayleigh, y entre el 60% ( $T \sim 15$  s) y 90% ( $T \geq 30$  s) para ondas Love. La eliminación de datos afecta principalmente a periodos menores que 20 s en el caso de ondas Rayleigh y a todos los periodos por igual en el caso de las Love (Figura 3.32). Cabe destacar el notable incremento de la SNR media para las ondas Love cuando no se tienen en cuenta las correlaciones con  $SNR < 10$ . Los porcentajes de reducción de datos por  $SNR < 10$  obtenidos en este estudio son del mismo orden que los obtenidos por (Bensen *et al.*, 2008) que oscilan entre el 30-54% para ondas Rayleigh y entre el 40% hasta el 80% para ondas Love de 25 s.

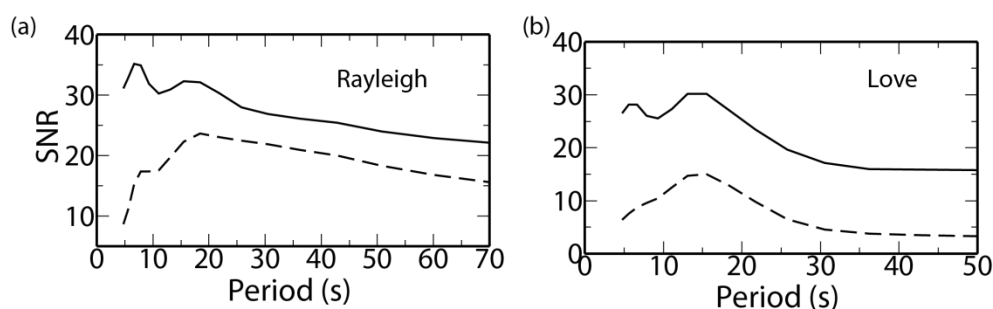


Figura 3.32: Media de SNR de todas las correlaciones calculadas antes y después de la selección de medidas con  $SNR > 10$  (línea discontinua y continua respectivamente) (a) para correlaciones en la dirección vertical (ondas Rayleigh) y (b) en la transversal (ondas Love).

#### 3.4.4 Efecto de la longitud del registro en la calidad de las correlaciones

Para analizar la calidad de las correlaciones obtenidas con registros de 4 y de 24 horas, se ha calculado el SNR de más de 1200 correlaciones cruzadas de registros de componentes horizontales. La SNR media de las correlaciones de registros de ruido de 51 estaciones apiladas durante tres meses y calculadas con registros de 4 horas es mayor que la de registros de 24 horas para todos los periodos y, sobre todo, para los periodos menores que 25 s (Figura 3.33). En la misma Figura se muestra la SNR media de las correlaciones calculadas con registros de 4 horas apiladas durante un máximo de 36 meses. Esta SNR es mayor que la obtenida con apilados de tres meses, lo que ilustra que aumentar el número de registros apilados incrementa la SNR, en acuerdo con los resultados de Bensen *et al.* (2007). La mayor SNR obtenida con los registros de 4 horas frente a los de 24 se produce para distancias entre estaciones  $\leq 2000$  km y periodos entre 6.6 y 21 s (Figura 3.34), mientras que para trayectorias más largas no se observa casi diferencia entre la SNR obtenida con

registros de diferente longitud.

Los resultados muestran que las correlaciones de registros de 4 horas de longitud tienen SNR comparable e incluso mayor que las calculadas con registros de 24 horas. Esto es un indicativo de que su uso es válido para la medida de velocidades de ondas superficiales a partir de ellas.

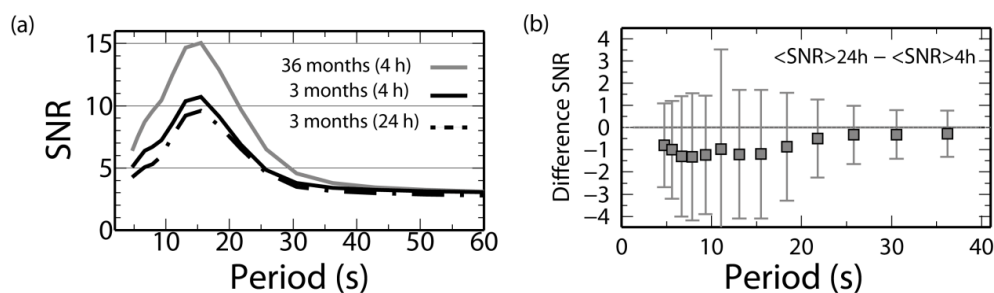


Figura 3.33: (a) Comparación de la SNR promedio de las correlaciones cruzadas calculadas con registros temporales de 24 horas de longitud y de 4 horas de longitud. Para los registros de 4 horas se muestran correlaciones sumadas durante 3 y 36 meses. (b) Promedio de las diferencias de SNR y su desviación estándar (barras) de correlaciones calculadas con registros de 24 y 4 horas (cuadrados). Las correlaciones corresponden a la dirección transversal entre pares de estaciones.

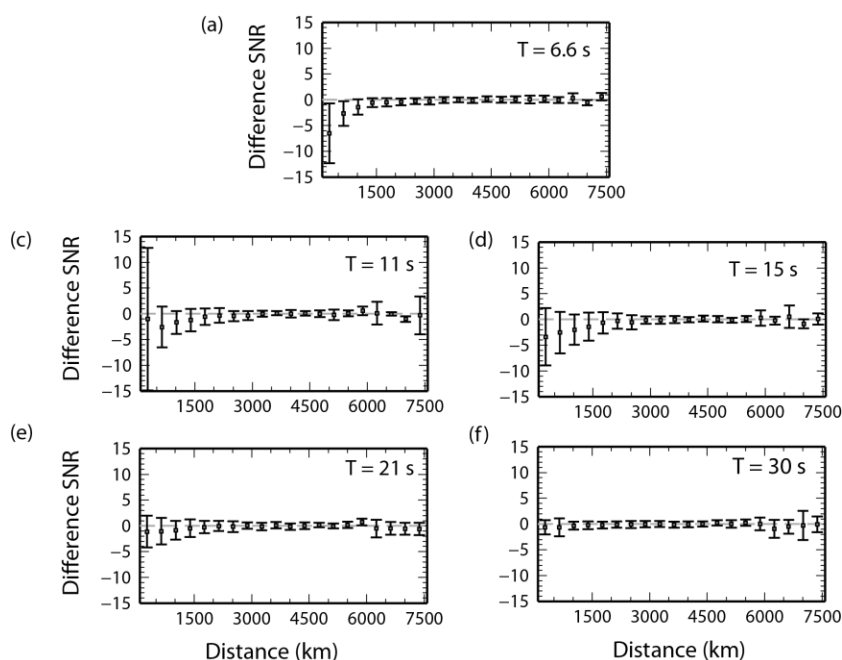


Figura 3.34: (a)-(e) Diferencia media de SNR (cuadrados) de las correlaciones calculadas con registros de 24 y de 4 horas de duración en función de la distancia entre estaciones para periodos desde 6.6 hasta 30 s. Las barras de error indican la desviación típica.

### 3.4.5 Comparación de apilado lineal en el tiempo y apilado con coherencia de la fase

El método más sencillo para apilar correlaciones es realizar una suma lineal en el dominio del tiempo. Este apilado incrementa la amplitud de las fases coherentes más energéticas, mientras que fases de pequeña amplitud no aumentan proporcionalmente respecto a las que contienen más energía. Este modo de apilar tiene el efecto de aumentar la relación de señal coherente con gran amplitud frente a la incoherente, pero también hace que las fases coherentes con poca energía no aumenten su amplitud en la misma proporción que las de gran energía.

Una manera de considerar en el apilado todas las fases coherentes independientemente de su amplitud, es mediante el cálculo en el dominio del tiempo y de la frecuencia (tf-PWS) propuesto por Schimmel *et al.* (2010). Está basado en el método PWS (Schimmel y Paulssen, 1997), que es un apilado no lineal en el cual a cada muestra se le asigna un peso mediante una medida de coherencia. El apilado tf de fase está basado en la descomposición de la señal en el dominio tiempo-frecuencia, que Schimmel *et al.* (2010) realizan mediante la representación analítica de la transformada S (Stockwell *et al.*, 1996). La coherencia de fase utilizada como peso de cada muestra de la serie temporal está definida como:

$$c_{ps}(\tau, f) = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \frac{S_j(\tau, f) e^{i2\pi f \tau}}{|S_j(\tau, f)|} \right|^v \quad (3.9)$$

Donde  $S_j(\tau, f)$  es la transformada S de la j-ésima serie temporal (en este caso, correlación) de N series. El valor del parámetro  $v$  ajusta la transición entre señal coherente y menos coherente en la suma. La transformada S es una transformada de Fourier cuyas ventanas (amplitud y anchura) son proporcionales a la frecuencia. La anchura de las ventanas, y por lo tanto la resolución, pueden ajustarse mediante la variable  $k$ , a la que suele asignarse un valor 2 ó 3.

El apilado en el dominio del tiempo y de la frecuencia,  $S_{pws}(\tau, f)$ , se calcula mediante la multiplicación en el dominio tiempo-frecuencia de la coherencia de fase,  $c_{ps}(\tau, f)$ , y la transformada S del apilado lineal de todas las correlaciones,  $S_{ls}(\tau, f)$ :

$$S_{pws}(\tau, f) = c_{ps}(\tau, f) \cdot S_{ls}(\tau, f) \quad (3.10)$$

La correlación apilada en el dominio del tiempo,  $S_{pws}(t)$ , se obtiene mediante la transformada S inversa de  $S_{pws}(\tau, f)$ .

El apilado por coherencia de la fase en el dominio del tiempo-frecuencia se realiza con la

parte causal y acausal independientemente, para no perder parte de la información sobre la coherencia de las fases en el cálculo de la correlación simétrica (véase apartado 3.4.2). El apilado lineal en el dominio del tiempo se puede realizar bien con la correlación simétrica o bien con cada rama independientemente y, tras el apilado, calcular la correlación simétrica, ya que en este caso, el resultado no varía con el orden de las operaciones.

Los dos tipos de apilado descritos mejoran la SNR de las correlaciones. La elección del tipo de apilado dependerá de las características que se quieran extraer de ellas. Por ejemplo, el apilado lineal mejora la SNR de las correlaciones cuando existen fases coherentes con mayor amplitud que la señal incoherente, mientras que el apilado  $tf\_PWS$  de correlaciones permite eliminar fases incoherentes y aumentar la contribución de fases coherentes poco energéticas. En los casos en los que la amplitud de la señal coherente y la incoherente son del mismo orden, la aplicación de  $tf\_PWS$  genera mejoras apreciables en las correlaciones.

Las Figuras 3.35 y 3.36 muestran ejemplos de apilado lineal y  $tf\_PWS$  para dos trayectorias que cruzan el golfo de México. Las correlaciones apiladas con coherencia de fase muestran la ratio de señal coherente frente a la incoherente mayor que las apiladas linealmente en el dominio de tiempo (Figura 3.35). Incluso en algunos casos, como para el par mostrado en la Figura 3.36, en que la correlación apilada en el dominio temporal tiene  $SNR < 10$  para todos los periodos, es decir, correlaciones que no se utilizan para extraer llegadas de ondas superficiales, el apilado  $tf\_PWS$  mejora la proporción de la señal coherente frente a la incoherente. El uso de este tipo de apilado permite obtener ondas superficiales entre pares de estaciones que, con un apilado lineal, no se hubieran detectado. Su aplicación en este estudio sería útil, sobre todo en las componentes horizontales (en general más ruidosas que las verticales) para obtener ondas Love y, en particular, en trayectorias que cruzan el golfo de México, donde la llegada de ondas superficiales es difícil de diferenciar de las señales incoherentes con un apilado lineal en el tiempo (Figuras 3.35 y 3.36).

### 3.5 Cálculo de la función de Green

Tal y como indica la asimetría de las correlaciones y los estudios sobre la distribución de fuentes de ruido sísmico, la distribución de fuentes de ruido en la Tierra no corresponde a un campo difuso. Esto hace que no se cumpla la teoría según la cual se puede obtener la función de Green completa del medio entre dos receptores a partir de la correlación de ruido registrado en ellos. Sin embargo, hay algunas características del origen del ruido, del procesado de la señal y del principio de fase estacionaria que hacen que se pueda obtener la función de Green del medio del modo fundamental de ondas superficiales, como se ha mencionado en el capítulo anterior.

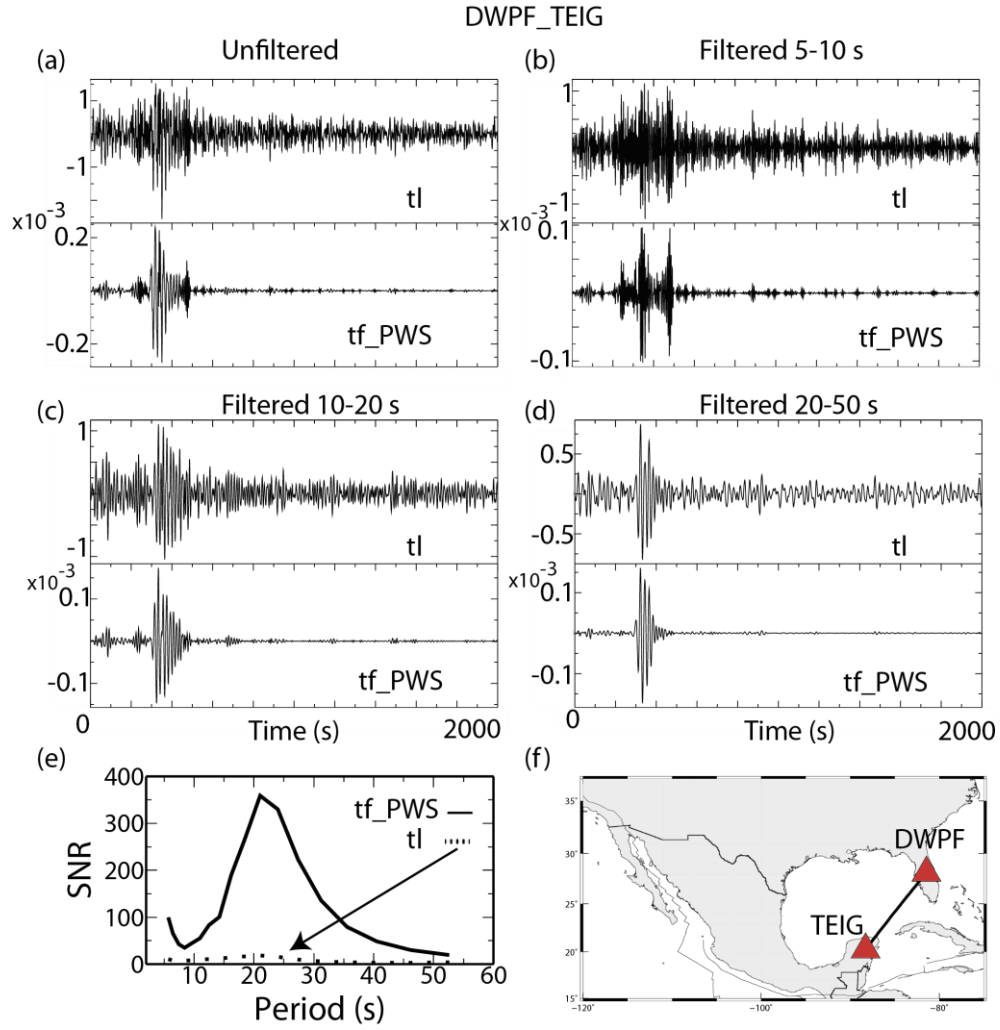


Figura 3.35: (a) Correlaciones apiladas de forma lineal en el tiempo (tl) y con coherencia de fase en el dominio del tiempo-frecuencia (*tf\_PWS*) sin filtrar entre las estaciones DWPF y TEIG. (b)-(c) Correlaciones de (a) filtradas en diferentes bandas de periodo. (b) Filtradas entre 5 y 10 s. (c) Filtradas entre 10 y 20 s. (d) Filtradas entre 20 y 50 s. (e) SNR de la correlación apilada con tl y con *tf\_PWS*. (f) Mapa con la localización de las estaciones utilizadas.

Según los resultados de *Lobkis y Weaver* (2001) y de *Roux et al.* (2005) la relación entre la correlación de registros de ruido sísmico,  $C_{AB}(t)$ , y la función de Green del medio,  $G_{AB}(t)$ , entre dos receptores A y B se puede expresar mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \approx -G_{AB}(t) + G_{AB}(-t) \quad -\infty < t < \infty \quad (3.11)$$

Donde  $C_{AB}(t)$  es la parte causal y  $C_{AB}(-t)$  es la parte acausal de la correlación entre los sensores A y B.

Según *Lin et al.* (2008) la ecuación (3.11) es equivalente a:



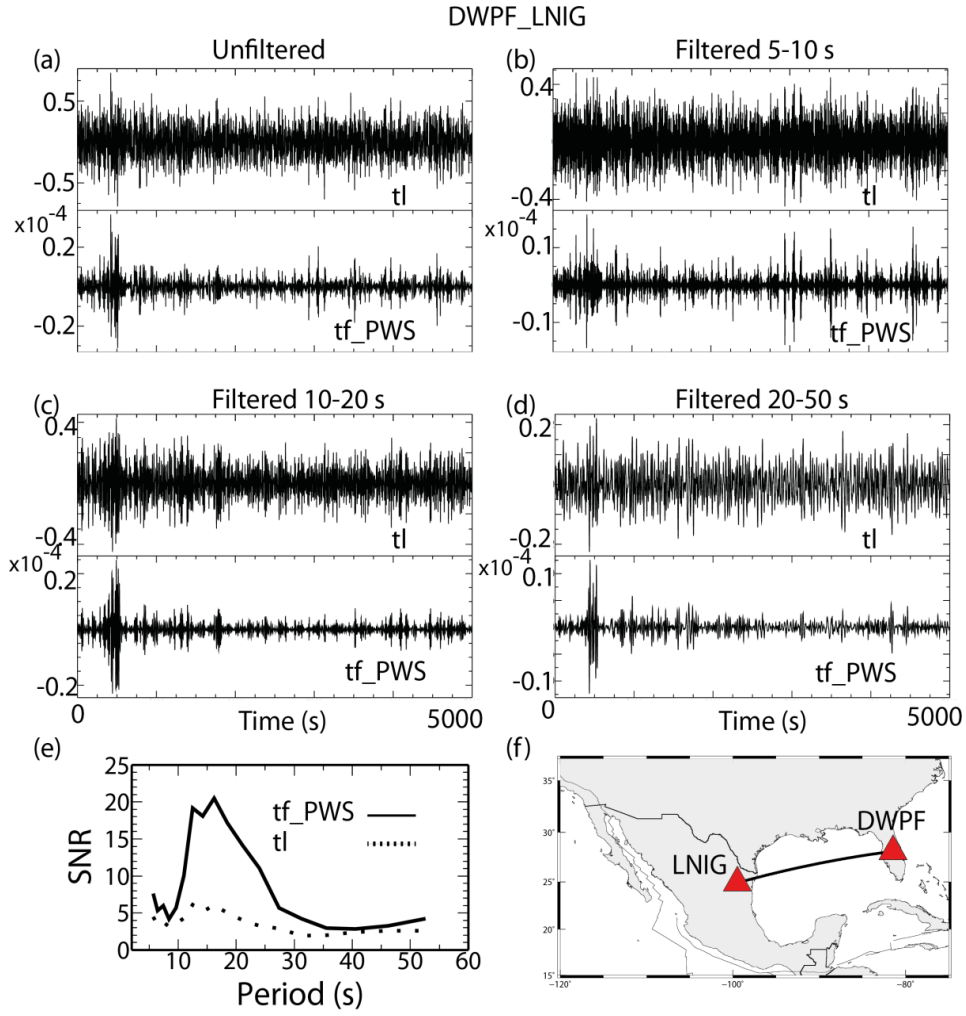


Figura 3.36: (a)-(d) Correlaciones apiladas de forma lineal en el tiempo (tl) y con coherencia de fase en el dominio del tiempo-frecuencia ( $tf\_PWS$ ) sin filtrar (a) y con diferentes filtros pasa-banda (b-d) entre las estaciones DWPF y LNIG. (e) SNR de la correlación apilada con tl y con  $tf\_PWS$ . (f) Mapa con la localización de las estaciones.

$$G_{AB}(t) = -\frac{dC_{AB}(t)}{dt} \quad 0 \leq t < \infty \quad (3.12)$$

$$G_{BA}(t) = -\frac{dC_{AB}(-t)}{dt} \quad 0 \leq t < \infty \quad (3.13)$$

Si se considera el teorema de reciprocidad espacial de las funciones de Green, según el cual  $G_{AB}(t) = G_{BA}(t)$ , se obtiene la correlación simétrica como la media entre la parte causal y acausal. Por tanto, a partir de la correlación simétrica de señales temporales de ruido sísmico

registradas en dos localizaciones diferentes se puede extraer información de la función de Green del medio entre ambas según la ecuación:

$$G_{AB}(t) = -\frac{d}{dt} \left[ \frac{C_{AB}(t) + C_{AB}(-t)}{2} \right] \quad 0 \leq t < \infty \quad (3.14)$$

Siguiendo este desarrollo se puede estimar la parte de la función de Green que contiene la información referente a la propagación del modo fundamental de ondas superficiales a partir de la correlación de registros de ruido sísmico. Según esto, la función de Green se define como la respuesta del medio a un desplazamiento impulsivo. Su definición usual es la respuesta del medio a una fuerza impulsiva, no a un desplazamiento. De este modo, el cálculo de la función de Green a partir de correlaciones de ruido sísmico tiene un desfase de  $-\pi/2$ , que viene representado por la derivada temporal negativa en la ecuación (3.14). Este desfase hay que tenerlo en cuenta en las medidas de velocidad de fase.

La función de Green del medio correspondiente a las ondas superficiales se calcula a partir de la correlación simétrica y apilada durante largas series temporales a partir de la ecuación (3.14).

La Figura 3.37 ilustra la semejanza de la forma de la onda en la componente vertical entre la correlación simétrica de ruido sísmico entre dos estaciones y el registro de un terremoto con una trayectoria parecida. El parecido de ambos registros se produce en la llegada del paquete de ondas superficiales, sobre todo en los largos periodos, entre 30 y 50 s (Figura 3.37d). Asimismo la Figura 3.38 muestra la semejanza de las formas de onda de la componente transversal de la correlación entre dos estaciones y el registro de un terremoto en una trayectoria similar en la llegada de ondas superficiales. La similitud obtenida en el contenido de ondas superficiales entre la correlación de ruido y el registro de un terremoto, ofrece una prueba del buen funcionamiento del método descrito aplicado a los datos utilizados en este trabajo, tanto en la componente vertical como en la transversal.

Las diferencias observadas en la forma de onda son comprensibles dado que ninguna de las señales corresponde a la función de Green del medio. En el caso de la correlación se trata de una función de Green del medio parcial con un desfase de  $-\pi/2$ . El registro del terremoto, del que se ha eliminado la respuesta del instrumento, corresponde a la convolución de las contribuciones de la fuente y del medio. Además, este medio es diferente en los ejemplos comparados, ya que las trayectorias no son completamente iguales, esto es, el terremoto ocurre cerca, pero no en la misma posición que la estación.

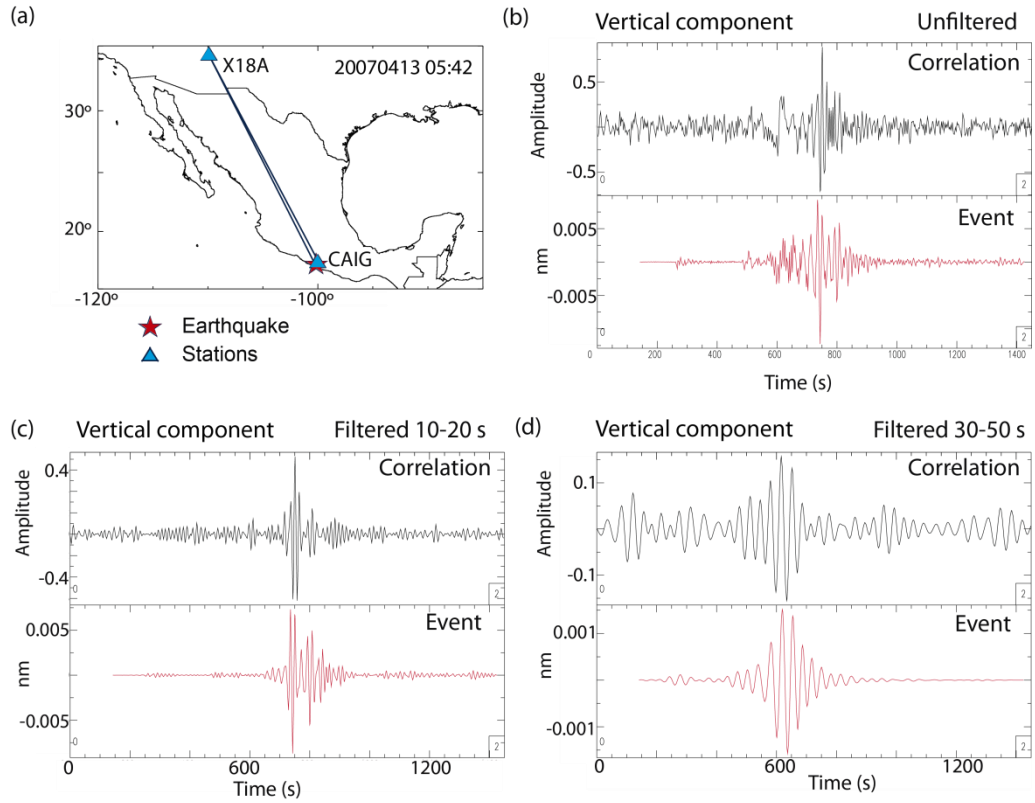


Figura 3.37: Comparación de las componentes verticales de la correlación de ruido entre dos estaciones y del registro de un terremoto localizado cerca de una de ellas y registrado en la otra estación. (a) Mapa con la localización de las estaciones utilizadas y del terremoto. (b) Correlación entre ANMO y CAIG y registro del terremoto ocurrido cerca de CAIG y registrado en ANMO. (c) Lo mismo que en (b), pero filtrado entre 10 y 20 s. (d) Lo mismo que en (b), pero filtrado entre 30 y 50 s.

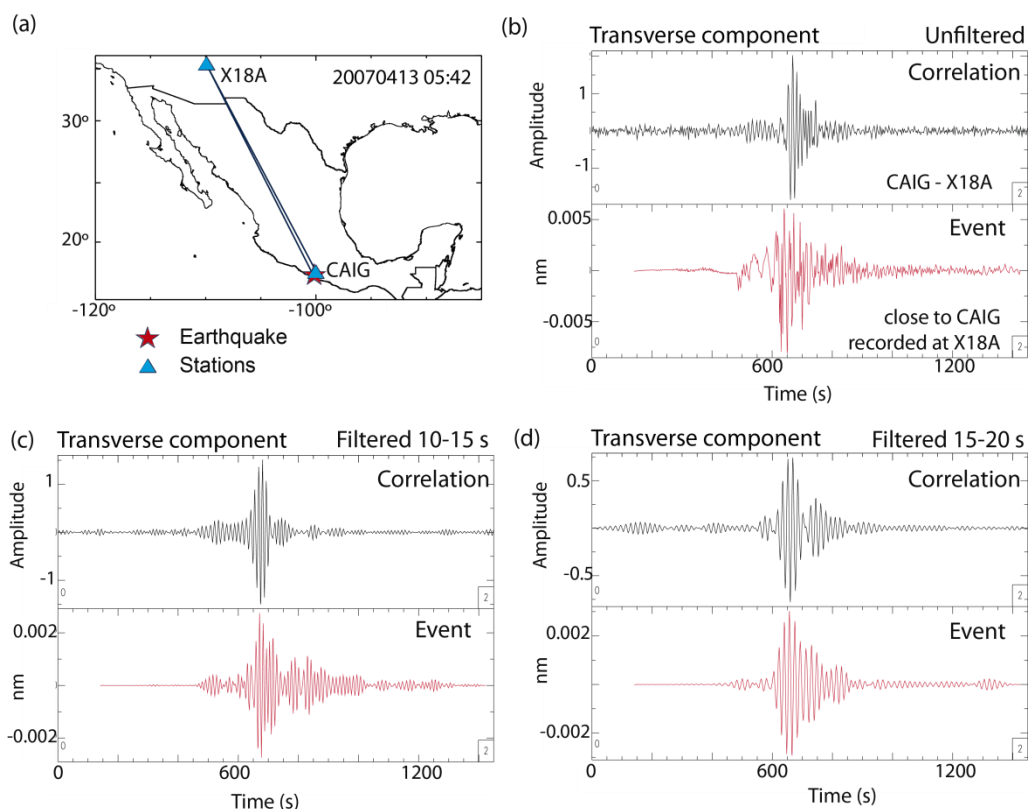


Figura 3.38: Comparación de las componentes transversales de la correlación de ruido entre dos estaciones y del registro de un terremoto localizado cerca de una de ellas y registrado en la otra estación. (a) Mapa con la localización de las estaciones utilizadas y del terremoto. (b) Correlación entre CAIG y X18A y registro del terremoto ocurrido cerca de CAIG y registrado en X18A. (c) Lo mismo que en (b), pero filtrado entre 10 y 15 s. (d) Lo mismo que en (b), pero filtrado entre 15 y 20 s.

## Capítulo 4. Obtención de curvas de dispersión

En este capítulo se describe el método utilizado para medir velocidades de grupo y de fase de ondas superficiales obtenidas a partir de las correlaciones de ruido sísmico y de registros de terremotos. Tras una breve descripción de las ondas superficiales y de la información que pueden aportar sobre la estructura del subsuelo, se explica el método FTAN para medir la velocidad de fase y de grupo. Se especifica la estimación de los errores y se analiza la sensibilidad de las medidas de dispersión ante variaciones en el tiempo y en la distancia. Finalmente se muestran ejemplos de las velocidades de ondas Rayleigh y Love obtenidas en este estudio y se comparan resultados calculados a partir de ruido sísmico y de terremotos en trayectorias cercanas.



#### 4.1 Principales características de las ondas superficiales

Las ondas superficiales se utilizan habitualmente para obtener imágenes de la estructura sísmica de la litosfera. Estas ondas son sencillas de detectar y medir tanto en registros de terremotos como de ruido sísmico. Esto se debe a que las ondas que suelen tener mayor amplitud en los registros de terremotos someros son las superficiales y el ruido ambiente está compuesto mayoritariamente por este tipo de ondas. Además, se pueden registrar a grandes distancias, debido, en parte, a que su atenuación por expansión geométrica decae con la distancia a la fuente  $r$  proporcionalmente a  $r^{-1/2}$  (4.1).

Existen varios tipos de ondas superficiales, pero este trabajo se centra en las Rayleigh (R) y Love (L). Cada tipo de onda se genera en condiciones diferentes y se propaga e interacciona de diferente manera con el medio que atraviesa. Las ondas Rayleigh se pueden generar en medios elásticos con una superficie libre, también cuando la superficie libre está bajo una capa líquida y, al igual que las ondas Love, en un medio con una discontinuidad de velocidad. Cada una de las ondas superficiales que se propagan a lo largo de un semiespacio elástico lateralmente isótropo tiene un número infinito de modos: el modo fundamental de índice  $k = 0$  y los modos superiores con  $k = 1, 2, \dots$ . Los modos involucran frecuencias finitas en las que el sistema puede vibrar.

Si se considera una propagación armónica (sinusoidal) de las ondas superficiales, el desplazamiento generado por la onda en el semiespacio ( $0 < r < +\infty$ ,  $0 < \phi < 2\pi$ ,  $0 < z < +\infty$ ) para un modo  $k$  se puede describir según:

$$\begin{aligned} \mathbf{V}(r, \phi, z, t, \omega) &= (V_z, V_r, V_\phi) \\ &= \mathbf{f}(\phi, z, t, \omega) \frac{\exp[i\omega(t - r/c(i\omega) - \gamma(i\omega) * r)]}{\sqrt{r}} B(\omega, \phi, h) I(\omega) \end{aligned} \quad (4.1)$$

Donde  $t$  es el tiempo,  $\omega$  la frecuencia angular,  $h$  la profundidad de la fuente (en la aproximación de una fuente puntual),  $c$  es la velocidad de fase,  $\gamma$  es un coeficiente de atenuación,  $B$  es una función compleja dependiente de la fuente y del medio,  $I$  es un factor real de amplitud dependiente del medio. La función  $\mathbf{f}(\phi, z, t, \omega)$  es la *función propia*<sup>1</sup> de la ecuación del desplazamiento de las ondas superficiales. Las funciones  $\mathbf{f}, c, B, I$  tienen diferente forma según el tipo de onda (e.g., Rayleigh, Love) y el modo  $k$ .

---

<sup>1</sup> Se llama función propia del operador  $\mathcal{L}$  a la función  $y_i(x)$  que satisface la relación (bajo ciertas condiciones de frontera):

$$\mathcal{L}y_i(x) = \lambda_i y_i(x)$$

Donde  $\lambda_i$  es una constante, que se denomina valor propio asociado a la función propia  $y_i(x)$ .

Para una onda Rayleigh la función vectorial  $\mathbf{f}$  tiene dos componentes no nulas:

$$\mathbf{f}(\phi, z, t, \omega) = (f_z, f_r, 0), \quad (4.2)$$

Y están relacionadas de la siguiente manera:

$$f_r = -if_z \chi(z, \omega) \quad (4.3)$$

Esto indica que en la propagación de las ondas Rayleigh el desplazamiento de las partículas del medio tiene lugar en el plano vertical de propagación de la onda compuesto por la dirección radial ( $r$ ) y vertical ( $z$ ). Este movimiento es elíptico, retrógrado en la parte más somera y su forma queda determinada por el factor de elipticidad  $\chi(z, \omega)$ .

Para la onda Love  $\mathbf{f}$  sólo tiene una componente no nula:

$$\mathbf{f}(\phi, z, t, \omega) = (0, 0, if_\phi), \quad (4.4)$$

Esto significa que el movimiento lineal de la partícula se produce en la dirección transversal, *i.e.*, perpendicular a la dirección de propagación. Estos planos de movimiento de las partículas hacen que la medida de ondas superficiales de tipo Rayleigh se realice en las componentes vertical y radial del registro sísmico y la de tipo Love en la componente transversal a la dirección de propagación.

La dependencia de las componentes de la función propia  $\mathbf{f}(\phi, z, t, \omega)$  para diferentes periodos ( $T = 2\pi/\omega$ ) en función de la profundidad se muestra en la (Figura 4.1). En ella se observa que la componente horizontal de las ondas Rayleigh tiene dependencias más complejas con la profundidad que las de la componente vertical o que las ondas Love. Ambas ondas superficiales son más sensibles a estructuras más profundas según aumenta el periodo; sin embargo, para un mismo periodo la onda Rayleigh es sensible a estructuras más profundas que la onda Love. Como regla sencilla la profundidad a la cual las ondas Rayleigh y Love son más sensibles es a  $\lambda/2$  y  $\lambda/4$ , respectivamente (*Dahlen y Tromp, 1998*), donde  $\lambda$  es la longitud de onda. Los periodos cortos de ambas ondas ( $\leq 10$  s) generan información sobre estructuras corticales superficiales, tales como cuencas sedimentarias o cordilleras. Las ondas Rayleigh de 30 s son particularmente sensibles a contrastes en la corteza inferior y a espesores de la corteza, mientras que la máxima sensibilidad de ondas Love para espesores corticales se obtiene entre 30-40 s.

La velocidad de las ondas superficiales en su propagación experimenta *dispersión*, *i.e.*, la velocidad depende de la frecuencia. Del análisis de la dispersión que sufren al atravesar un medio se pueden inferir características de la estructura por la que han viajado.



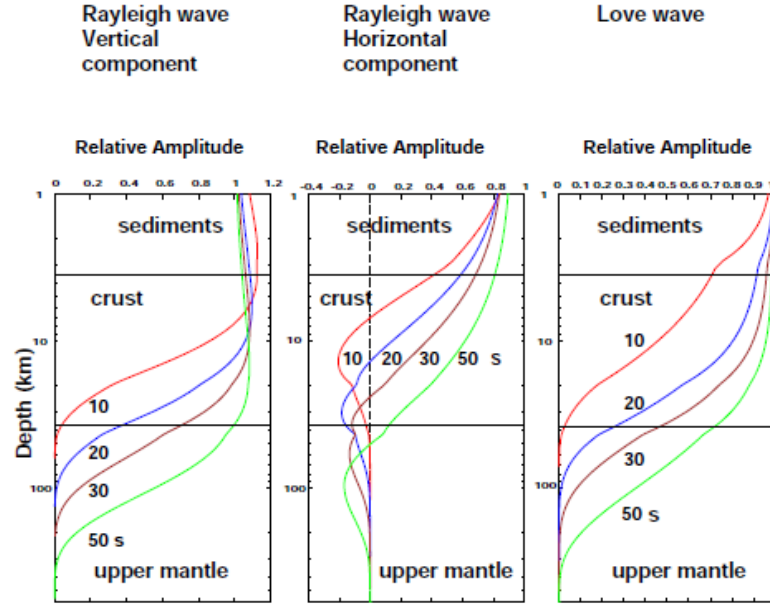


Figura 4.1: Funciones propias del modo fundamental de ondas Rayleigh y Love para el modelo continental del este de EE.UU. para diferentes periodos. *Extraído de Lenshin (2010).*

La velocidad de las ondas superficiales se puede medir como la velocidad con que se propaga la fase de cada componente armónico (velocidad de fase  $c$ ). Esta velocidad se define como:

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k} \quad (4.5)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular y  $k$  es el número de onda, que está definido por:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (4.6)$$

Donde  $\lambda$  es la longitud de onda.

La velocidad a la que se propagan las ondas superficiales se puede medir también como la velocidad de transporte de la energía (velocidad de grupo  $U$ ). La velocidad de grupo se define como:

$$U(\omega) = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \left[ \frac{d\left(\frac{\omega}{c(\omega)}\right)}{d\omega} \right]^{-1} = \frac{c(\omega)}{1 - \frac{\omega}{c(\omega)} \frac{dc(\omega)}{d\omega}} \quad (4.7)$$

La velocidad de grupo y la de fase están relacionadas y se puede calcular la de grupo a partir de la de fase, pero no a la inversa porque al integrar aparece una constante desconocida. En

el caso en que la velocidad de fase  $c$  es constante, la velocidad de grupo y la de fase coinciden.

La velocidad de las ondas superficiales  $c(\omega)$  y  $U(\omega)$ , el factor de elipticidad  $\chi(z, \omega)$  y el factor  $I(\omega)$  dependen únicamente de parámetros de la estructura del medio. Estas características del medio son la velocidad de las ondas internas ( $v_p$  y  $v_s$ ), y la densidad ( $\rho$ ), para las ondas Rayleigh, y  $v_s$  y  $\rho$ , para las ondas Love. En general las velocidades de las ondas superficiales son principalmente sensibles a la velocidad de la onda  $S$ .

Cada tipo de onda superficial en su propagación genera movimientos de las partículas en diferentes direcciones, *i.e.*, las ondas Rayleigh en el plano vertical y radial, y las Love en el transversal a la propagación. Por este motivo, la velocidad de las ondas Rayleigh es sensible a velocidades de cizalla en la dirección vertical y radial; mientras que la velocidad de ondas Love lo es en la dirección transversal.

Por otra parte, cada tipo de velocidad (de grupo y de fase) tiene diferente sensibilidad ante perturbaciones de la  $v_s$  del medio, en función de la profundidad y del periodo (Figura 4.2).

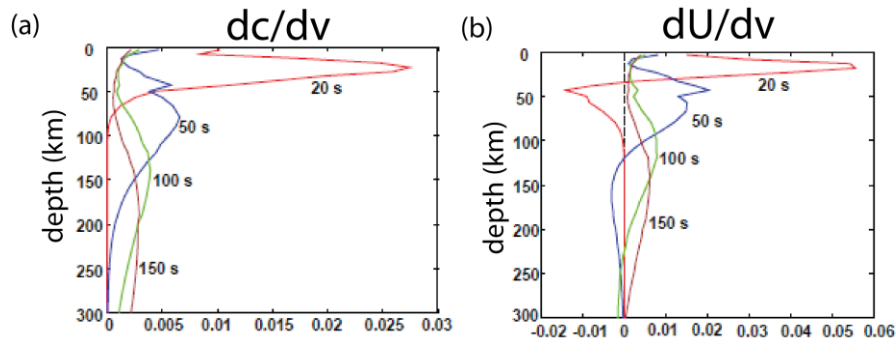


Figura 4.2. Derivadas parciales de  $c$  (a) y  $U$  (b) del modo fundamental de ondas Rayleigh respecto a la velocidad de cizalla ( $v_s$ ) a diferentes periodos para el modelo continental del este de Estados Unidos (EUS). *Modificada de Lershin (2010)*.

La relación de la velocidad de grupo con  $v_s$  es más compleja que la de la velocidad de fase. Además, la velocidad de grupo es sensible a estructuras más superficiales que la de fase, para un mismo periodo. Por esto último, la medida de ambos tipos de velocidad incrementa la cobertura en profundidad. A esta ventaja se añade que la medida independiente de ambos tipos de velocidad ofrece mayor fiabilidad sobre las medidas realizadas, ya que se puede comprobar el cumplimiento de la relación teórica entre velocidad de grupo y de fase a través de la ecuación (4.7).

La medida de los dos tipos de velocidad, de grupo y de fase en los dos tipos de ondas, Rayleigh y Love generan información que, combinada, cubre un conjunto mayor de

profundidades, acota más los posibles valores de las propiedades del medio y da información de la velocidad de la onda S en la dirección vertical y en la horizontal.

#### 4.2 Cálculo de velocidades de dispersión: Método FTAN

Las curvas de dispersión de ondas superficiales se obtenían normalmente de los registros de terremotos superficiales. A raíz de los trabajos de *Shapiro et al.* (2005) y *Sabra et al.* (2005) se empieza a medir la velocidad de ondas Rayleigh a partir de correlaciones de ruido sísmico. *Lin et al.* (2008) muestran que las ondas Love aparecen en las correlaciones cruzadas de las componentes transversales, al menos hasta 20 s. La medida de velocidad de ondas Rayleigh es más común que la de ondas Love principalmente porque es más sencilla, ya que se mide a partir de una única componente, la vertical; frente a la de ondas Love que se realiza en la componente transversal calculada a partir de las componentes horizontales.

Los métodos utilizados para calcular la velocidad de ondas superficiales son los mismos independientemente de si son sismogramas o correlaciones de ruido. Así, para el cálculo de velocidades de dispersión a partir correlaciones de ruido sísmico se utilizan los mismos métodos que con terremotos, con algunas diferencias en la medida de la velocidad de fase.

En general para determinar la velocidad de ondas superficiales se utiliza el método conocido por sus siglas en inglés FTAN (Frequency-Time Analysis) (*e.g.*, *Dziewonski et al.*, 1969; *Levshin et al.*, 1972). En él se hace un análisis del registro comparando la llegada de energía en el dominio temporal y espectral. El análisis simultáneo de las señales en los dos dominios ofrece ventajas frente al clásico análisis en un único dominio, como por ejemplo aumenta la efectividad en la obtención de curvas de dispersión en rangos de periodos más amplios y facilita la discriminación y separación de señales que interfieren con las ondas superficiales (*Dziewonski et al.*, 1969; *Levshin et al.*, 1972).

El cálculo de las velocidades de dispersión se realiza analizando la correlación de ruido o el registro del terremoto en diferentes periodos. Este análisis se efectúa filtrando el paquete de ondas superficiales con un filtro gaussiano en una banda estrecha para tener información de un único periodo. Se combina la forma de onda filtrada  $f(t)$  como parte real y su transformada de Hilbert  $F_H(t)$  como parte imaginaria para obtener una función compleja  $f(t) + iF_H(t) = A(t)e^{i\varphi(t)}$ , donde  $A(t)$  es la envolvente y  $\varphi(t)$  es la función de la fase. La elección del signo positivo  $+iF_H(t)$  es arbitraria pero tiene que ser consistente con la fase teórica, mostrada más adelante, en la ecuación (4.9). La velocidad de grupo se calcula con la función de la envolvente  $A(t)$  y la de fase con la función de la fase  $\varphi(t)$ .

El cálculo de la velocidad de grupo se realiza midiendo el tiempo de llegada de grupo  $t_{\max}$ , que es en el que llega el máximo de la envolvente  $A(t)$ , para diferentes periodos. La velocidad de grupo es  $r/t_{\max}$ , donde  $r$  es la distancia entre el emisor y el receptor, esta es, la distancia entre dos estaciones o entre el terremoto y la estación, según corresponda.

#### 4.2.1 Velocidad de grupo a partir de correlaciones de ruido sísmico

Para obtener la velocidad de las ondas superficiales a partir de correlaciones de ruido sísmico se ha utilizado el método FTAN, descrito en detalle en *Levshin et al.* (1989), pero en modo automático (*Bensen et al.*, 2007).

Según el método descrito por *Levshin et al.* (1989), el cálculo de la velocidad de grupo se realiza siguiendo ocho pasos representados esquemáticamente en la (Figura 4.3) que consisten en lo siguiente:

1. El primer paso es calcular una imagen de la serie temporal (Figura 4.3a) en el dominio del tiempo-frecuencia (o, comúnmente en el de velocidad de grupo-periodo), *i.e.*, FTAN, mediante la visualización del logaritmo del cuadrado de la envolvente de la señal analítica,  $\log |A(t, \omega)|^2$  (Figura 4.3b).
2. En el segundo se detectan los máximos en función del periodo para obtener una curva de velocidad de grupo inicial.

Los siguientes pasos incluyen un filtro que tiene en cuenta la “coincidencia con la fase” (*i.e.*, *phase-matched filter*, o *filtro anti-dispersión*) para obtener la máxima SNR de la señal deseada y eliminar otro tipo de señales de la forma de onda. Con esta señal “limpia”, *i.e.*, libre de señales indeseadas, se calcula una segunda curva de velocidad de grupo.

3. Se define el filtro “con coincidencia de fase” en una banda de periodo determinada. Los detalles del método se pueden consultar en (*Levshin y Ritzwoller*, 2001).
4. Se aplica el filtro con “coincidencia de fase” a la forma de onda para generar una señal sin dispersión (línea negra de la Figura 4.3c).
5. Se identifica y elimina el ruido de la señal sin dispersión (línea roja de la Figura 4.3c). En registros de terremotos este ruido está compuesto generalmente de señales provenientes de multi-trayectorias, ondas internas, ondas de coda, etc.
6. En este paso la señal sin dispersión y sin ruido, se vuelve a dispersar, obteniendo la que se denomina a partir de ahora como señal “limpia” (línea roja de la Figura 4.3a).
7. Se calcula la imagen FTAN de la forma de onda “limpia” del mismo modo que en el paso 1 (Figura 4.3d).

8. Se opera como en el paso 2, esto es, se detectan los máximos del cuadrado de la envolvente en función del periodo para obtener una curva de dispersión “limpia”.

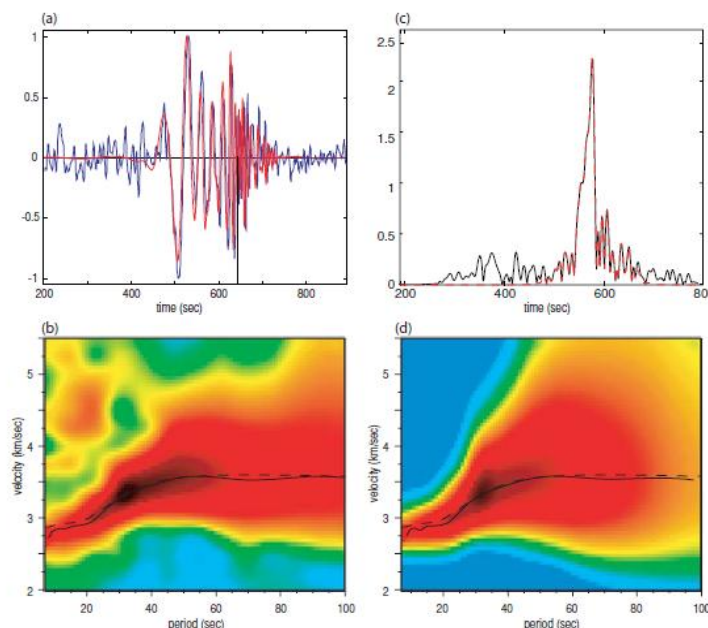


Figura 4.3: Representación gráfica de FTAN de la correlación cruzada de registros de ruido sísmico entre dos estaciones. (a) Formas de onda original (azul) y “limpia” (roja) de la correlación cruzada. (b) Diagrama FTAN original, con la medida de la velocidad de grupo (línea continua) y la predicción del modelo 3-D de Shapiro y Ritzwoller (2002) (línea discontinua). (c) Señal sin dispersar o “collapsed” (línea negra) y “limpia” (línea roja). (d) Como (b) pero el diagrama FTAN “limpio”. *Extraído de Bensen et al. (2007).*

La realización manual del método FTAN descrito sólo implica la actuación del analista en los pasos 3 y 5, estos son, la selección del filtro y la identificación y eliminación del ruido de la señal sin dispersar, que se automatizan según la descripción de (Bensen et al., 2007). La automatización del paso 3 requiere utilizar las curvas de dispersión obtenidas en el 2 para definir el filtro. El cálculo automático de la curva de dispersión puede fallar por la existencia de agujeros espectrales y de máximos de la envolvente de señales procedentes de multi-trayectorias o de scattering, que provoquen que no se siga adecuadamente la rama de dispersión de interés. Afortunadamente las imágenes FTAN con alta SNR obtenidas de correlaciones de ruido sísmico suelen ser mucho más simples que las provenientes de terremotos, y los huecos espectrales son infrecuentes (Bensen et al., 2007). Además, la normalización espectral aplicada a los registros de ruido ayuda a minimizar los saltos en las medidas de velocidad. Los problemas debidos a llegadas de multi-trayectorias y de scattering representan una dificultad principalmente en las trayectorias largas. En el caso de utilizar correlaciones de ruido, la longitud de las trayectorias suele ser menor que en el caso de terremotos, así que el efecto de multi-trayectorias no influye tanto. A pesar de esto, el modo automático incluye controles de calidad que aseguran la continuidad de la curva de

dispersión y desestiman las que contienen irregularidades, como agujeros espectrales o saltos en las medidas de velocidad. Por ejemplo, la curva se desestima ante la falta de medidas (gaps) o si contiene saltos en la velocidad mayores que un valor umbral (Figura 4.4a). La curva se interpola con la elección de un valor local frente a un máximo, si el salto está dentro del umbral.

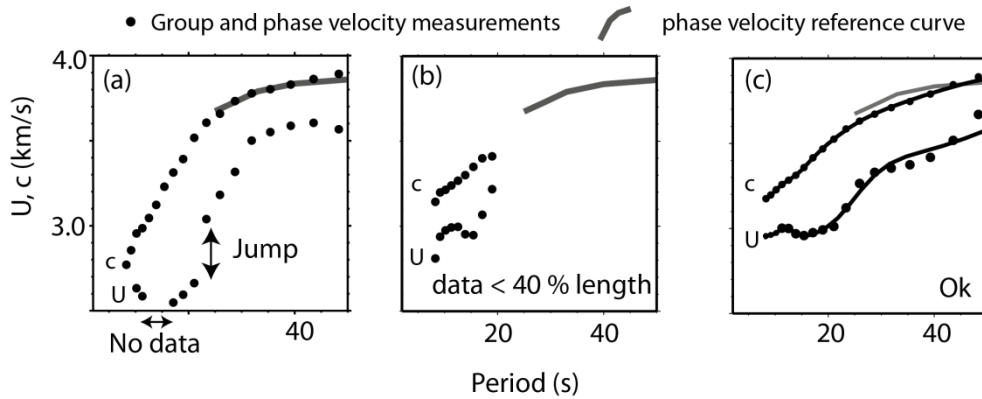


Figura 4.4: Ejemplos de curvas de dispersión de velocidad de fase y de grupo de ondas Rayleigh medidas con FTAN automático. (a) y (b) Curvas desechadas por los criterios de selección, *i.e.* (a) falta de continuidad de las medidas en periodos y en velocidades, y (b) poco rango de periodos. (c) Curvas de dispersión sin refinar (punteada) y “limpia” (continua) calculadas con el método automático FTAN.

La automatización del paso 5 implica seleccionar la señal sin dispersión diferenciándola del ruido circundante (Figura 4.3c). En un caso ideal, el filtro de “coincidencia de fase” generará un único pulso estrecho, sin embargo en casos reales como el de la Figura 4.3c, la señal sin dispersar estará compuesta por varios pulsos. La ventaja de este filtro es cuando hay ruido fuerte que se puede eliminar de la señal “sin dispersar”. En el caso de correlaciones de ruido sísmico existen señales espurias precursoras a la llegada de ondas superficiales en muchos casos, particularmente en los largos periodos. Buenos ejemplos de esto se muestran en las Figuras 3.9 y 4.3a. Dichas señales pueden interferir con las señales principales y generar ondulaciones de la curva de dispersión. El filtro ayuda a eliminar el efecto de estas señales y también suaviza la curva de dispersión en general. Este filtro falla cuando la forma de onda tiene un rango de periodos estrecho. En este caso la señal sin dispersión presenta lóbulos laterales prominentes que son difíciles de evitar en la señal “limpia”. Si los lóbulos son suficientemente anchos en el dominio temporal no se llegará a eliminar el ruido que contamina la señal. Alternativamente, si los lóbulos no se incluyen en la señal sin dispersar, la señal “limpia” estará sesgada y la curva de dispersión será ondulatoria en los largos periodos de las medidas. Para evitar estos efectos en el proceso automático de FTAN se establece un umbral bajo el cual se excluyen las curvas de dispersión con un número menor de medidas de velocidad continuas. Esto es, se eliminan las curvas de dispersión con

medidas de velocidad en un rango estrecho de periodos (Figura 4.4b). La Figura 4.4c muestra un ejemplo de curvas de dispersión calculadas con FTAN automático. En ella se compara la curva sin refinar calculada en el paso 2 y la curva “limpia” calculada en el paso final.

Los parámetros de control de calidad para la selección automática de las curvas, como son, el umbral de aceptación ante la ausencia de datos, ante la existencia de saltos de velocidad y un número mínimo de medidas continuas a partir del que se selecciona la curva como válida, se eligen tras varias pruebas con diferentes valores para ver los efectos en las velocidades obtenidas.

#### 4.2.2 Velocidad de grupo a partir de terremotos

En este trabajo las medidas de la velocidad de grupo con registros de terremotos se han realizado siguiendo también la metodología FTAN, pero de forma manual utilizando el programa PGSWMFA (*Ammon*, 1998). En este caso se realizan únicamente los dos primeros pasos del método descrito en el apartado anterior, con lo cual, la curva de dispersión obtenida es la curva sin refinar. El esquema de operación es el mismo que el descrito anteriormente, que consiste en analizar la señal en diferentes filtros pasa-banda estrechos en el dominio de tiempo-frecuencia. En el modo manual la medida de la llegada del máximo de energía lo elige el observador que tiene como referencia el cálculo automático de búsqueda de máximos de energía realizado por el programa y las medidas teóricas para esa trayectoria según un modelo de referencia. En este estudio se ha utilizado el modelo PREM (*Dziwonski y Anderson*, 1981). En el modo manual de FTAN el analista tiene contacto directo con los datos en el dominio del tiempo-frecuencia, lo que le ofrece mayor información sobre las características de la dispersión en cada trayectoria que las medidas automáticas, en las que sólo se observa la curva de dispersión final. Él mismo elige para cada señal los límites del periodo hasta los que mide la velocidad, distingue si la velocidad corresponde a llegadas de multi-trayectorias o a otros modos de las ondas superficiales e interpola la velocidad en el caso de agujeros espectrales. La Figura 4.5 muestra un ejemplo del entorno gráfico del programa PGSWMFA, donde se analiza la envolvente de la señal en el dominio del tiempo y de la frecuencia simultáneamente para medir la velocidad de grupo de la onda superficial.

#### 4.2.3 Velocidad de fase

La velocidad de fase se calcula con la ecuación (4.5). Esta ecuación es una función de la frecuencia instantánea  $\omega$  y del número de onda  $k$ .

La frecuencia  $\omega$  se determina con  $\omega = \left[ \frac{\partial \varphi(t)}{\partial t} \right]_{t=t_{\max}}$  en  $t_{\max}$ . Donde  $t_{\max}$  es el tiempo en el que llega el máximo de la envolvente.

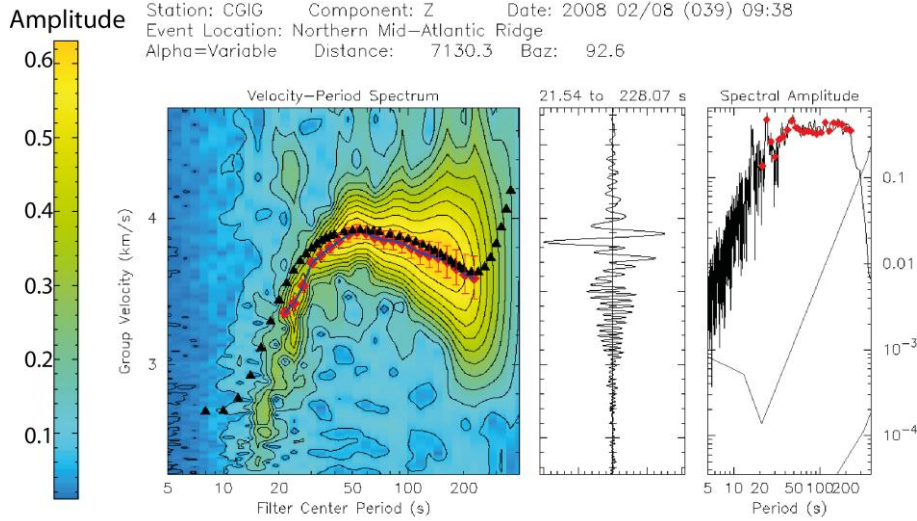


Figura 4.5: Ejemplo del entorno gráfico del programa PGSWMFA (Ammon, 1998) para medidas de velocidad de grupo con análisis FTAN. Izquierda: representación en el dominio de tiempo (velocidad) y frecuencia (periodo) de la envolvente del sismograma. Los diamantes rojos son los puntos de velocidad de grupo medidos automáticamente por el programa y editables por el analista. La línea es el ajuste por “splines” de las amplitudes máximas. Los triángulos negros indican la curva de referencia (modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981)). Centro: sismograma filtrado en el rango de frecuencias para las cuales se eligen amplitudes máximas a lo largo de la ordenada de la gráfica de la izquierda (velocidad de grupo). Derecha: Gráfica de la amplitud espectral, con medidas de velocidad en el espectro (diamantes rojos) y las curvas de ruido alto y bajo de Peterson (1993).

El número de onda  $k$  se obtiene de la función de la fase  $\varphi(t)$ . Teóricamente, para una frecuencia instantánea  $\omega$ , la fase  $\varphi(t)$  estimada de una función de Green puede expresarse como la suma de cuatro contribuciones: un término relacionado con la propagación ( $\varphi_p$ ), el término de fase de la fuente ( $\varphi_s$ ), el de ambigüedad de fase ( $\varphi_a$ ), y por último uno específico de las correlaciones de ruido ambiente ( $\varphi_N$ ):

$$\varphi(t) = \varphi_p + \varphi_s + \varphi_a + \varphi_N \quad (4.8)$$

Los términos de la función de fase para correlaciones de ruido sísmico son (Lin et al., 2008):

$$\varphi(t) = kr - \omega t + \lambda + 2\pi N + \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{4}, N \in \mathbb{Z} \text{ y } \lambda \in \mathbb{R} \quad (4.9)$$

Donde, el término relacionado con la propagación de la onda  $\varphi_p$  corresponde a  $kr - \omega t$ .

El término de la fase de la fuente o “fase inicial”  $\varphi_s$  es  $\lambda$ . En el caso de señales de terremotos este término se calcula a partir del mecanismo focal. Una de las ventajas tradicionales del cálculo de la velocidad de grupo sobre la de fase es que la fase de la fuente



tiene poca influencia en la velocidad de grupo (*Lerushin et al.*, 1999), principalmente en los periodos cortos. Por lo tanto, las velocidades de grupo se pueden medir en los cortos periodos usando terremotos pequeños sin un conocimiento previo del mecanismo focal. Para las correlaciones de ruido sísmico, si la distribución de fuentes de ruido es homogénea  $\lambda = 0$ . Sin embargo, las observaciones experimentales muestran que el registro de ruido sísmico es acimutalmente heterogéneo (e.g., *Shapiro et al.*, 2006; *Stebly et al.*, 2006; *Yang y Ritzwoller*, 2008). *Lin et al.* (2008) evaluaron el valor de  $\lambda$  experimentalmente con un nuevo método denominado “de las tres estaciones” para el cual se necesita una red sísmica muy densa. De este experimento concluyeron que  $\lambda$  es 0 bajo la distribución de fuentes de ruido de su experimento y que la desviación sistemática debida a la distribución de las fuentes de ruido es insignificante. Sin embargo, de las simulaciones con varias distribuciones de ruido determinaron que  $\lambda$  es igual a 0 si la distribución de fuentes es aleatoria y también en el caso de una distribución acimutalmente inhomogénea en la que las fuentes se encuentran más cerca de una estación que de la otra, pero igual a  $+\frac{\pi}{4}$  si las fuentes de ruido están confinadas en la línea que une ambas estaciones. Según los estudios de fuentes de ruido sísmico no hay evidencia de que el ruido sísmico sea generado exclusivamente en una zona localizada durante un largo periodo de tiempo, salvo algunos casos especiales como el pico microsísmico a 26 s originado en el golfo de Guinea (*Shapiro et al.*, 2006) o el de 10 s generado en la isla Kyushu en Japón (*Zeng y Ni*, 2010). Múltiples estudios teóricos (véase Capítulo 2) sugieren que las fuentes de los picos microsísmicos se encuentran en zonas oceánicas pelágicas y costeras. Esto resulta en una región amplia en la que están distribuidas las fuentes de ruido sísmico, lo que representaría en general una distribución acimutalmente anisotrópica, con fuentes distribuidas inhomogéneamente en el espacio, pero sin estar localizadas exclusivamente en la dirección que une ambas estaciones en general. En este caso, la intensidad de las fuentes varía suavemente en la región de interferencia constructiva a ambos lados del par de estaciones y el efecto es parecido como si las fuentes estuvieran distribuidas homogéneamente en todos los acimuts. En este caso, determinar  $\lambda = 0$  ofrece medidas de velocidad de fase con considerable precisión (*Lin et al.*, 2008).

La ambigüedad de fase  $\varphi_a$  en cualquier medida de la fase es  $2\pi N$ , tanto para medidas con terremotos como con correlaciones de ruido. Para determinar el valor de  $N$  se utilizan curvas de referencia en el cálculo de la velocidad. Estas curvas pueden provenir de modelos globales 3D (*Shapiro y Ritzwoller*, 2002), de mapas de velocidad de fase (*Woodhouse y Trampert*, 1995; *Ekstrom et al.*, 1997) o bien de un método de dos pasos en el que las curvas de referencia se calculan a partir de los mapas de velocidad obtenidos en un paso inicial mediante las curvas de dispersión calculadas utilizando curvas de referencia de otros modelos (*Lin et al.*, 2008).

Los dos últimos términos de la ecuación (4.9) configuran la fase específica de las correlaciones de ruido sísmico,  $\varphi_N$ : La desviación de fase debido a la derivada negativa de las correlaciones de ruido sísmico es  $\frac{\pi}{2}$ . La derivada negativa se debe a que la respuesta del medio es a un desplazamiento impulsivo y no a una fuerza en el caso de las correlaciones de ruido (Lin *et al.*, 2008). En el caso de señales de terremotos este término no se aplica. La desviación de la fase debido a la interferencia de una distribución homogénea de fuentes de ruido sísmico (Snieder, 2004; Roux *et al.*, 2005) es  $-\frac{\pi}{4}$ . Este es el remanente asintótico de la función de Bessel bajo la aproximación de campo lejano. En el caso de señales de terremotos este término no se aplica.

Despejando el número de onda  $k$  en la ecuación (4.9) y sustituyendo su valor en la (4.5) se puede calcular la velocidad de fase de una función de Green, según la ecuación:

$$c = \frac{\omega}{k} = \frac{r\omega}{\left(\varphi(t_{max}) + \omega t_{max} - \frac{\pi}{4} - 2\pi N - \lambda\right)} \quad (4.10)$$

La función de Green del medio se calcula como la derivada temporal negativa de las correlaciones simétricas de ruido sísmico (Capítulo 3).

#### 4.3 Obtención de la velocidad de grupo a partir de la velocidad de fase

El cálculo de las velocidades de grupo y de fase a partir de las correlaciones de ruido sísmico se realiza de manera independiente en este trabajo. Sin embargo, sus valores tienen que estar relacionados por la función teórica descrita por la ecuación (4.7). Para comprobarlo se ha calculado la velocidad de grupo a partir de la velocidad de fase medida y se ha comparado con la velocidad de grupo medida ( $U$  observada). En la Figura 4.6 se muestran dos ejemplos de velocidad de fase y de grupo medidas a partir de correlaciones de ruido y de velocidad de grupo calculada a partir de la velocidad de fase con la ecuación (4.7). Las mayores diferencias entre la velocidad de grupo observada y la calculada con  $c$ , se obtienen en los periodos cortos. Las diferencias en los cortos periodos indican la poca fiabilidad del cálculo de la velocidad de grupo a partir de la de fase, sobre todo para periodos menores de 20 s.

Esta comprobación se ha realizado para todas las correlaciones utilizadas en este trabajo. La media de la diferencia entre las velocidades observadas y calculadas es menor que cero para todos los periodos (Figura 4.7), lo que implica que, en promedio, la velocidad de grupo obtenida de la de fase es mayor que la medida directamente de las correlaciones. Las mayores diferencias se obtienen en los periodos cortos ( $< 30$ s), con valores extremos de -2%. Estas diferencias de velocidad no sorprenden debido a que, por la relación entre  $U$  y  $c$

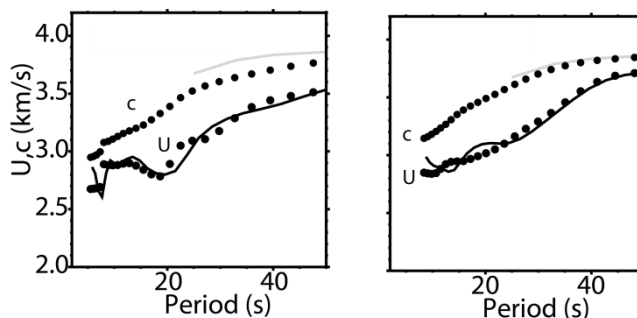


Figura 4.6: Ejemplos de curvas de dispersión obtenidas de correlaciones de ruido sísmico de dos trayectorias diferentes. Las medidas de velocidad de grupo y de fase (puntos) con FTAN se muestran junto con la velocidad de grupo calculada a partir de la de fase (línea continua) con la ecuación (4.7). La línea gris indica la curva de velocidad de fase de referencia.

(4.7), pequeñas variaciones en la velocidad de fase producen grandes cambios en la velocidad de grupo. Este efecto se muestra claramente en la Figura 4.8 con dos velocidades de fase iniciales que difieren en que a una de ellas se le añade ruido. Las velocidades de grupo obtenidas de velocidades de fase similares difieren considerablemente. Por ejemplo,

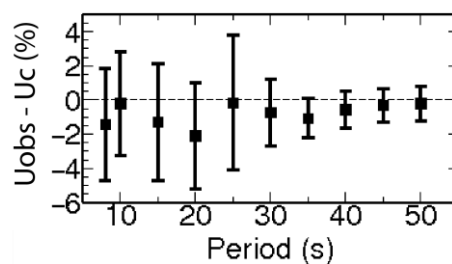


Figura 4.7: Media y desviación estándar de la diferencia entre la velocidad de grupo medida ( $U_{obs}$ ) y la calculada a partir de la velocidad de fase ( $U_c$ ) para diferentes periodos.

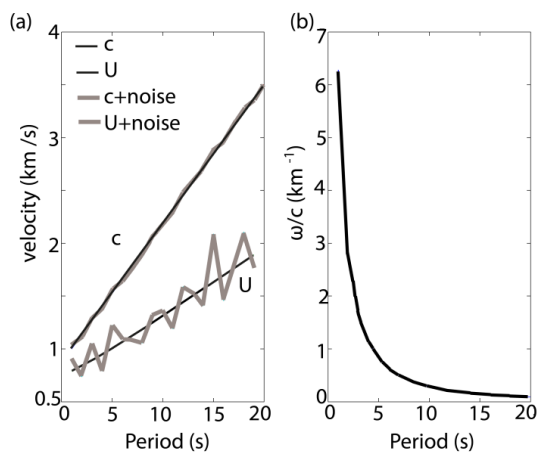


Figura 4.8: (a) Ejemplo del efecto de pequeños cambios en la velocidad de fase como grandes cambios en el cálculo de  $U$  a partir de  $c$  (4.7). (b) Disminución del coeficiente  $\omega/c$  con el periodo en la relación teórica entre  $U$  y  $c$ . Modificada de M. Moschetti, comunicación personal.

para periodos de 15 s, un incremento en torno al 3% de velocidad de fase genera un incremento en la velocidad de grupo del orden del 30%. La sensibilidad de  $U$  a cambios en la pendiente de  $c$  es más notable a periodos cortos, dado que el valor del coeficiente  $\frac{\omega}{c(\omega)}$  de la ecuación (4.7), disminuye al aumentar el periodo (Figura 4.8b). La similitud obtenida entre  $U$  calculada y observada en los periodos largos es una prueba de que las medidas de la velocidad de fase son fiables y que se han elegido bien los parámetros ambiguos de la función de fase ( $N$  y  $\lambda$ ).

#### 4.4 Efecto de la longitud de los registros continuos en las curvas de dispersión

El análisis de calidad de correlaciones obtenidas con registros de componentes horizontales de diferente longitud mostrado en el capítulo anterior indica que las obtenidas a partir de registros de 4 horas tienen calidad comprable e incluso mayor, que las calculadas con registros de 24 horas. Con la finalidad de comprobar si las velocidades de las ondas superficiales medidas a partir de estas correlaciones son similares, se ha calculado la velocidad de grupo y de fase de ondas Love para tres pares de estaciones. En la Figura 4.9 se muestran las correlaciones obtenidas con registros de 4 y de 24 horas de duración apiladas durante tres meses, y con registros de 4 horas apiladas durante 36. La forma de onda de las correlaciones calculadas con diferentes longitudes de registro es muy parecida en los tres ejemplos mostrados. La mayor diferencia de velocidades se observa en el par de la Figura 4.9c. Las correlaciones de este ejemplo son más ruidosas que las de los ejemplos de las Figuras 4.9 a y b, tal y como muestran la gráficas de SNR. En los tres ejemplos mostrados la SNR es mayor para las correlaciones calculadas con series temporales de 4 horas que las de 24 horas. Este resultado es representativo de los obtenidos al comparar la SNR media de más de 1200 correlaciones.

Las curvas de dispersión obtenidas de la correlación de registros de 4 horas son similares a las obtenidas con correlaciones calculadas con registros de 24 horas para los tres pares de estaciones en todos los periodos en los que  $SNR > 10$  (Figura 4.9). Las velocidades de grupo apiladas durante tres meses presentan más oscilaciones que las obtenidas del apilamiento de 36 meses, pero este resultado es normal dadas las distancias entre estaciones ( $> 700$  km), en las que es posible que, con tres meses de apilado, no se obtenga una medida estable de la función de Green (según algunas pruebas realizadas de semejanza que no se muestran en esta memoria). En cambio, las velocidades de fase son muy parecidas en cualquiera de los casos considerados, es decir, si se calculan con registros de 4, de 24 horas y si se apilan durante 3 o 36 meses.

Los resultados de esta prueba ofrecen fiabilidad para utilizar series temporales de 4 horas frente a 24 horas de duración para el cálculo de correlaciones de las que medir velocidades de grupo y fase de ondas Love con los datos de este trabajo.

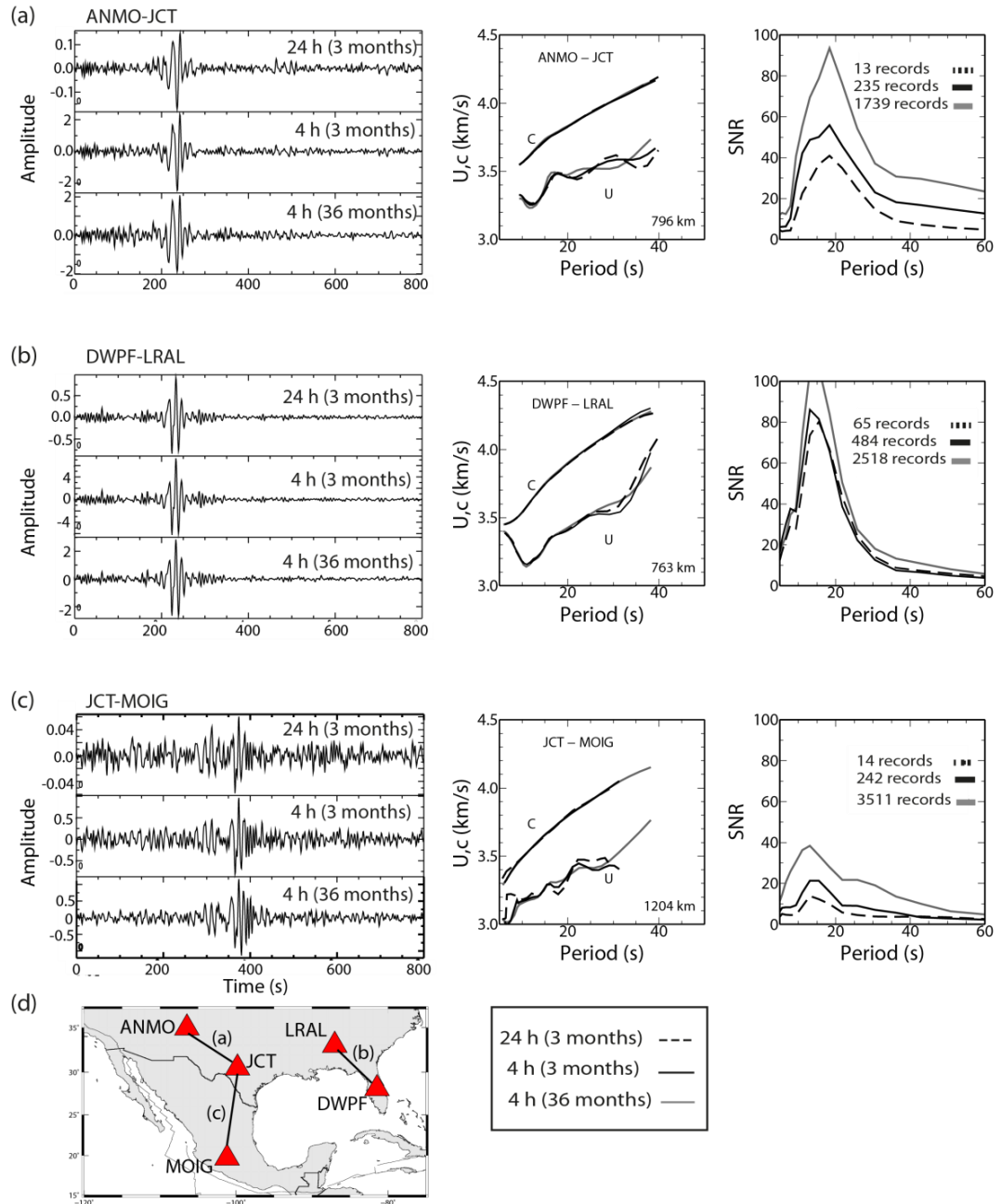


Figura 4.9: [(a)-(c)] Comparación de correlaciones, curvas de dispersión y SNR obtenidos con registros de ruido de 4 y de 24 horas de duración para tres pares de estaciones. Para cada par de estaciones se muestran las correlaciones simétricas (izquierda), las velocidades de grupo y de fase de ondas Love calculadas con esas correlaciones (centro) y la SNR de las correlaciones (derecha). (d) Mapa de localización de los pares de estaciones utilizados y leyenda de las curvas de dispersión y de las SNR de las gráficas [(a)-(c)].

## 4.5 Análisis de errores

### 4.5.1 Estimación de la incertidumbre de las velocidades de correlaciones de ruido sísmico

El cálculo de FTAN automático no proporciona una estimación del error en la medida de la velocidad. Para saber qué fiabilidad tiene cada curva de dispersión calculada a partir de las correlaciones simétricas de ruido sísmico se ha aplicado el método descrito en *Bensen et al.* (2008). En este método se calculan las curvas de dispersión de correlaciones de diferentes épocas del año lo que permite cuantificar la variabilidad de la curva de dispersión, y además comprobar si los resultados son reproducibles. Las curvas de dispersión se calculan para correlaciones sumadas en tripletes. De esta manera para cada trayectoria se obtienen doce curvas de dispersión, una para cada triplete, (enero - marzo, febrero - abril, ..., diciembre - febrero). El error de la curva de dispersión de cada trayectoria es la desviación estándar de las curvas de dispersión obtenidas de los tripletes. Se calcula la desviación estándar de una trayectoria si tiene por lo menos cuatro tripletes con  $SNR > 10$ ; en caso contrario se establece, como error de las curvas de dispersión de esa trayectoria, la desviación estándar media de todas las trayectorias con suficientes tripletes. En la Figura 4.10 se muestra un ejemplo del cálculo de errores de las curvas de dispersión ( $U$  y  $c$ ) con este método. En ella se muestran las velocidades obtenidas con las correlaciones simétricas apiladas durante todo el tiempo disponible junto con las curvas correspondientes a los diferentes tripletes, su media y su desviación estándar. La velocidad media obtenida con los tripletes coincide con la velocidad calculada a partir de la correlación apilada durante todos los días disponibles para ese par de estaciones. Se obtiene una mayor variabilidad en las velocidades de grupo que de fase. En la Figura 4.10b se observa que la SNR correspondiente a todos los datos disponibles apilados es mayor que la de las correlaciones apiladas trimestralmente para todos los periodos.

La desviación estándar media de las velocidades de grupo y de fase de ondas Rayleigh obtenidas de los tripletes de todas las trayectorias aumenta con el periodo (Figura 4.11). En el caso de ondas Love, la desviación estándar media de la velocidad de grupo aumenta con el periodo, mientras que la de velocidad de fase disminuye. La desviación estándar media de la velocidad de fase es menor que la de grupo en todos los periodos para ondas Rayleigh y a partir de periodos mayores que 15 s para las Love. En los periodos analizados la mayor desviación estándar media de la velocidad de grupo de ondas Rayleigh se produce a 50 s de periodo con valores alrededor de 0.07 km/s y de ondas Love a 25 s de periodo con  $\sim 0.08$  km/s. Ambas desviaciones equivalen a anomalías de velocidad en torno al 2%. Este rango de errores en las velocidades ofrece un límite a partir del cual las anomalías de velocidad obtenidas con la tomografía están fuera del rango de error de cálculo de las velocidades.

Esta forma de estimar el error de las velocidades asume que la estructura del medio que atraviesa la onda no cambia en el tiempo. Al calcular de esta manera el error cometido se tiene en cuenta también el efecto de los cambios de las fuentes en las velocidades medidas para una misma trayectoria.

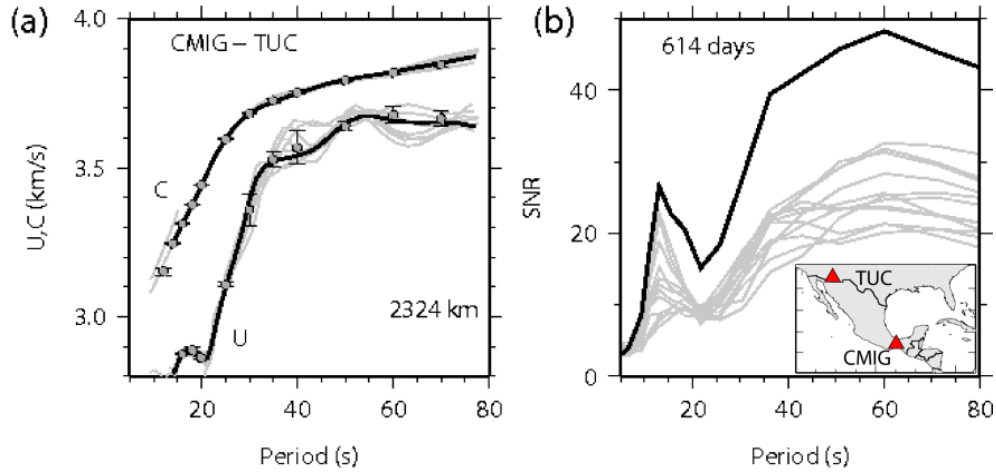


Figura 4.10: (a) Curvas de dispersión calculadas a partir de correlaciones de ruido sísmico (líneas negras) para una trayectoria entre dos estaciones (CMIG-TUC). Curvas de dispersión calculadas a partir de los *tripletes* (líneas grises), su desviación estándar (barras) y su media (círculos). (b) SNR para la correlación sumada con todos los registros de ruido disponibles (curva negra) y para las correlaciones sumadas en cada *triplete* (curvas grises).

La reproducción a lo largo del tiempo de la medida de velocidad para una trayectoria es una de las ventajas de utilizar ruido sísmico frente al uso de terremotos. Este análisis de errores no se ha utilizado en el cálculo de curvas de dispersión a partir de terremotos puesto que no se tenían suficientes registros con trayectorias similares.

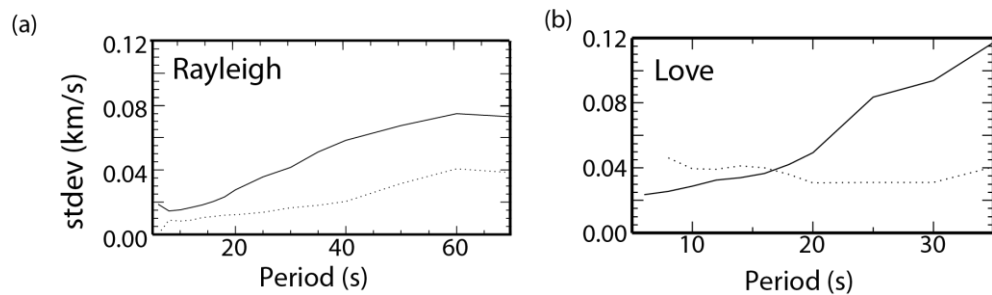


Figura 4.11: Media de la desviación estándar de las medidas velocidad de grupo (línea continua) y de fase (línea discontinua) (a) de ondas Rayleigh y (b) Love en función del periodo calculada a partir de todos los *tripletes*.

#### 4.5.2 Estabilidad espacial de las velocidades a partir de correlaciones de ruido sísmico

La semejanza de la velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh y Love calculadas a partir de las correlaciones de ruido entre dos pares de estaciones cercanas (Figuras 4.12 y 4.13), es una prueba de la robustez espacial de las medidas de dispersión a partir de correlaciones de ruido.

La Figura 4.12 muestra las correlaciones y curvas de dispersión de ondas Rayleigh calculadas en dos trayectorias cercanas. Ambas trayectorias tienen unos 1800 km de longitud y se encuentran, una entre las estaciones CMIG y LPIG, y la otra entre CMIG y NE85. Las estaciones LPIG y NE85 están separadas 14 km. Las formas de onda de ambas correlaciones (Figura 4.12 a) son similares, particularmente en torno a la llegada del tren de ondas Rayleigh. Esta similitud está impresa en la semejanza de las curvas de dispersión de

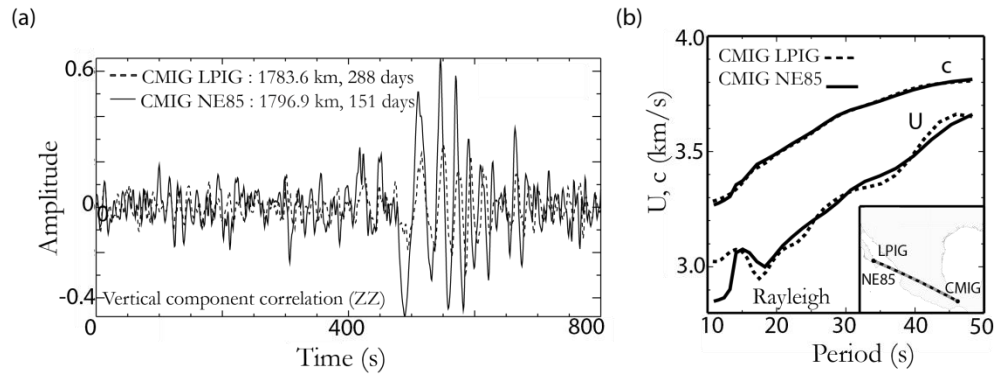


Figura 4.12: Ejemplo de robustez espacial de las medidas de dispersión de ondas Rayleigh: (a) correlación simétrica apilada y normalizada de ruido sísmico entre las estaciones CMIG y LPIG (línea discontinua) y CMIG y NE85 (línea continua). (b) Curvas de dispersión de grupo y de fase de ondas Rayleigh calculadas de las correlaciones de ruido en (a). El mapa dentro del recuadro en (b) muestra las estaciones y trayectorias.

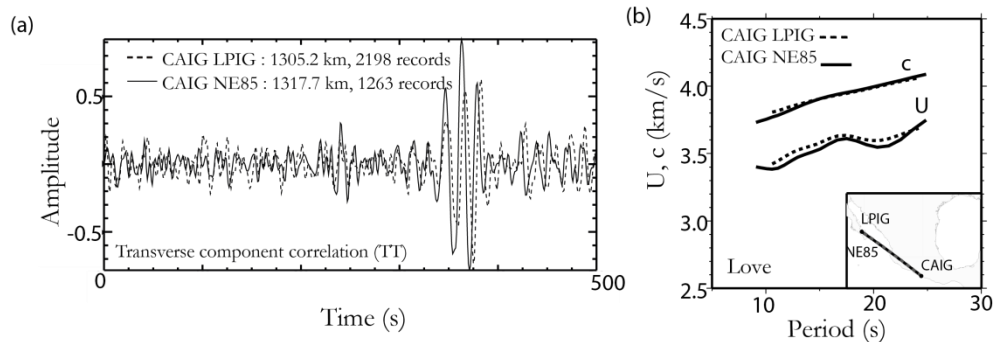


Figura 4.13: Ejemplo de robustez espacial de las medidas de dispersión de ondas Love: (a) correlación simétrica apilada y normalizada de ruido sísmico entre las estaciones CAIG y LPIG (línea discontinua) y las estaciones CAIG y NE85 (línea continua). (b) Curvas de dispersión de grupo y de fase de ondas Love calculadas a partir de las correlaciones de ruido en (a). El mapa dentro del recuadro en (b) muestra las estaciones y trayectorias.



ambas trayectorias (Figura 4.12 b). Tanto la velocidad de grupo como la de fase difieren menos de la desviación estándar para periodos entre 20 y 45 s. Las mayores diferencias se observan a periodos cortos para los que la SNR de la correlación entre CMIG y NE85 es pequeña debido en parte al menor número de registros apilados, 151 días frente a los 288 días apilados en la correlación de CMIG y LPIG.

La estabilidad espacial se observa también en la componente transversal de correlaciones entre trayectorias similares (Figura 4.13). La forma de onda es parecida, sobre todo en la llegada de las ondas Love. Igualmente que con las ondas Rayleigh, el parecido de las formas de onda queda reflejado en la semejanza de las curvas de dispersión, tanto en la velocidad de fase como en la de grupo.

### 4.5.3 Sensibilidad de la velocidad de grupo ante errores de tiempo

Los errores en el tiempo influyen en la medida de velocidad. Algunos errores en el tiempo se generan al utilizar la aproximación del rayo en el cálculo de la velocidad. Esta aproximación no tiene en cuenta los efectos de frecuencia finita, esto es, la interacción de la onda con el medio circundante al rayo geométrico que hace que la distancia recorrida por la onda sea mayor que la distancia siguiendo exclusivamente la trayectoria de un rayo. De este modo, al simplificar la propagación de las ondas a la de un rayo, se cometen errores en la estimación del tiempo. Dado que algunos de estos errores no se pueden evitar es importante calcular el error que se introduce en la medida de la velocidad.

La ecuación del tiempo de llegada es la siguiente:

$$t_{\max}(\omega) = \frac{\Delta}{U(\omega)} \quad (4.11)$$

Donde  $t_{\max}$  es el tiempo en el que se mide la velocidad de grupo y  $\Delta$  es la distancia emisor-receptor en km y  $U$  la velocidad de grupo en km/s.

De la ecuación (4.11) se deriva la relación entre los cambios de velocidad  $\delta U$  en función de los cambios en el tiempo,  $\delta t$ :

$$\delta U = \frac{\Delta}{t_{\max} + \delta t} - U \quad (4.12)$$

Con esta ecuación se han estimado los errores en el tiempo que producen cambios en la medida de velocidad iguales a 0.8% en función de la distancia entre el emisor y el receptor (Figura 4.14). Las variaciones del 0.8% representan un caso extremo, ya que son menores que el mínimo cambio de velocidad identificado en los resultados de tomografía presentados en este trabajo de 1 %. Según la Figura 4.14, la pendiente de la curva que

describe la relación entre la distancia epicentral y los cambios en el tiempo aumenta a partir de distancias de  $\sim 800$  km. De este modo, los errores de tiempo necesarios para generar un cambio concreto de velocidad son casi constantes para  $\Delta \leq 800$  km y aumentan con la distancia emisor-receptor para  $\Delta > 800$  km. Esto indica que las velocidades medidas en

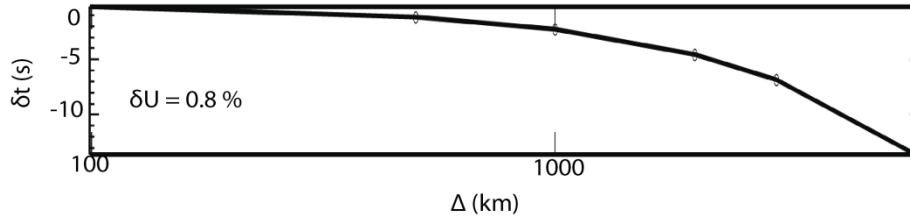


Figura 4.14: Error en el tiempo que produce un cambio de velocidad de grupo de 0.8% en función de la distancia entre el emisor y el receptor ( $\Delta$ ).

trayectorias cortas son más sensibles ante errores en el tiempo que las trayectorias de longitud  $> \sim 1000$  km. Errores en el tiempo en torno a 1 s producen cambios en la velocidad del 0.8 % para trayectorias con longitud  $\sim 800$  km.

#### 4.5.4 Efecto de diferencias en la localización

Los errores en la distancia entre emisor y receptor también afectan a la medida de velocidad. Este tipo de errores pueden estar originados por errores en la localización del hipocentro o en las coordenadas de la estación. Los cambios de velocidad en función de errores de localización se derivan de la ecuación (4.11), igual que se ha calculado para los errores de tiempo. La relación entre los cambios de velocidad  $\delta U$  y los de distancia  $\delta \Delta$ , es como sigue:

$$\delta U = \frac{\delta \Delta}{\Delta} U \quad (4.13)$$

El error en la distancia emisor-receptor necesario para generar cambios de velocidad del 0.8% aumenta con la distancia (Figura 4.15). Por ejemplo, se necesitan errores en la distancia en torno a 4-5 km, para generar cambios de velocidad del 0.8 % en trayectorias con longitudes  $\sim 800$  km. Esta relación presenta el mismo comportamiento que los errores en el tiempo (Figura 4.14). Esto es, a partir de 800 km de distancia la sensibilidad de los cambios en la velocidad debidos a errores en la distancia disminuye.

También se ha calculado el cambio producido en la velocidad en función de la distancia emisor-receptor para diferentes variaciones de la distancia,  $\delta \Delta$ . Los resultados de este cálculo muestran que los cambios de velocidad son mayores cuanto mayor es el error en la distancia emisor-receptor (Figura 4.16). También se observa que el cambio de velocidad generado por un error en la distancia disminuye en función de la longitud de la trayectoria, como en el caso de cambios de velocidad generados por errores en el tiempo.

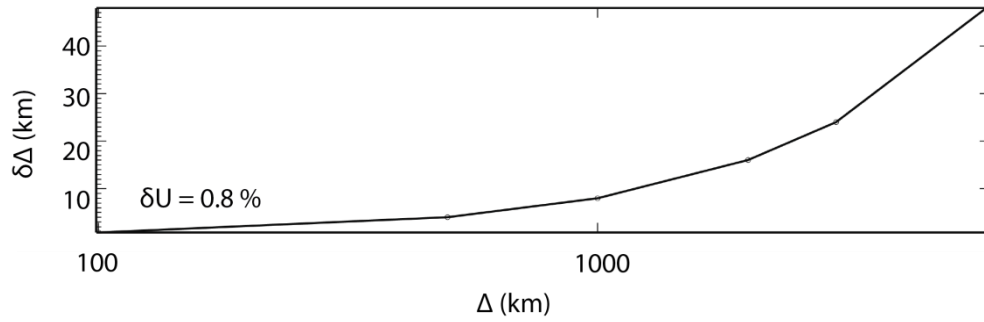


Figura 4.15: Error en la distancia emisor-receptor ( $\Delta$ ) que produce un cambio en la velocidad de grupo de 0.8% en función de la distancia. El eje de las x está en escala logarítmica y sus extremos son 100 y 6000 km.

Desde hace más de 25 años se sabe que la localización de terremotos en México con redes globales difiere de la realizada con la red del Servicio Sismológico Nacional de México (SSN) (*Singh y Lermo, 1985*). La diferencia en la localización hace que la distancia epicentral  $\Delta$  varíe y, por lo tanto, las medidas de velocidad. Las diferencias en el tiempo origen estimado también generan cambios en la velocidad medida.

Para analizar el efecto de las diferentes localizaciones en las medidas de velocidad de ondas superficiales, se han elegido los terremotos de  $M > 5$  que han sido localizados por el SSN de la centena de terremotos utilizados en este trabajo. La Figura 4.17 y la Tabla 4.1 muestran las localizaciones publicadas por el NEIC (National Earthquake Information Center) y por el SSN. Algunas localizaciones difieren hasta 69 km (*e.g.*, 2007/09/01 en Baja California). Estas diferencias en la distancia producirán cambios en la velocidad media de grupo superiores al 10% respecto a una velocidad de 3.5 km/s para cualquier longitud de trayectoria entre 100 y 800 km y entre el 10% y el 0.8% para distancias entre 800 y 6000 km (Figura 4.16).

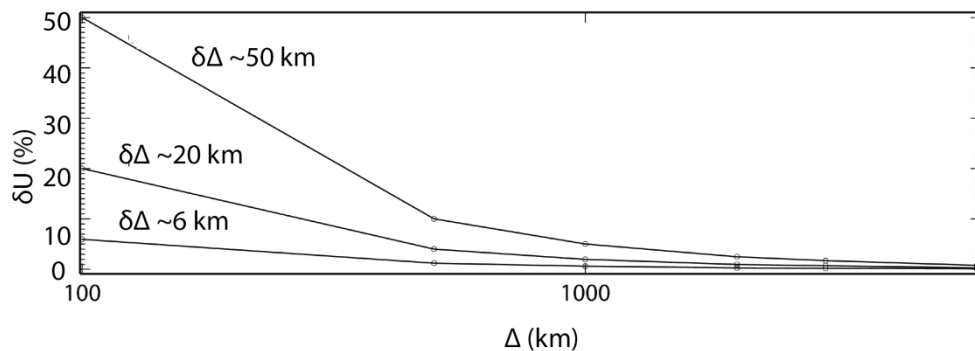


Figura 4.16: Cambio en la velocidad de grupo en función de la distancia emisor-receptor para diferentes errores en la localización epicentral o en la posición de la estación. El eje de las x está en escala logarítmica y sus extremos son 100 y 6000 km. Los resultados de esta Figura se han calculado para una velocidad  $U = 3.5$  km/s.

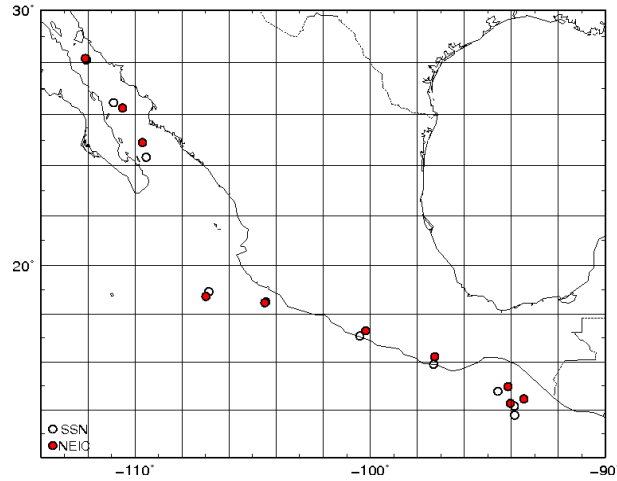


Figura 4.17: Mapa con las localizaciones de los terremotos en México publicadas por el por el SSN (círculo sin relleno) y por el NEIC (círculo con relleno).

Tabla 4.1: Localizaciones de terremotos cercanos a México publicadas por el NEIC y el SSN.

<i>Fecha</i>	<i>NEIC</i>				<i>SSN</i>				<i>Diferencia</i>	
	<i>Lon. (°)</i>	<i>Lat. (°)</i>	<i>H (km)</i>	<i>M<sub>w</sub></i>	<i>Lon. (°)</i>	<i>Lat. (°)</i>	<i>H (km)</i>	<i>M</i>	<i>Epicentros (km)</i>	<i>H (km)</i>
20060104 08:32	-112.117	28.164	14	6.5	-112.07	28.1	10	6.7	8	4
20060404 02:30	-106.992	18.716	33	5.9	-106.86	18.92	10	5.7	27	23
20060627 13:03	-94.140	14.986	9	5.8	-94.57	14.79	16	5.3	51	-7
20060819 05:41	-97.257	16.231	32	5.6	-97.3	15.91	52	5.5	36	-20
20061119 06:59	-104.489	18.463	18	5.4	-104.44	18.49	18	5.2	6	0
20070313 02:59	-110.537	26.261	26	5.9	-110.92	26.46	16	5.8	44	10
20070413 05:42	-100.198	17.302	34	6.0	-100.44	17.09	41	6.3	35	-7
20070901 19:14	-109.689	24.902	9	6.3	-109.53	24.33	20	6.3	69	-11
20080123 05:49	-94.037	14.278	13	5.4	-93.86	13.78	13	5.8	58	0
20080313 23:01	-93.462	14.463	10	5.5	-93.87	14.17	16	5.5	55	-6

Para comprobar el efecto de la diferencia en la distancia en las medidas de velocidad de grupo se han calculado las curvas de dispersión para uno de los terremotos con mayor diferencia en la localización epicentral (55 km) frente a la costa de Chiapas (2008/03/13). La

Figura 4.18 muestra la localización del evento calculada por el NEIC (círculo con relleno) y por el SSN, la posición de las estaciones y las curvas de dispersión de onda Rayleigh obtenidas en esas estaciones con la localización del NEIC y del SSN. Las diferencias en las velocidades son mayores, cuanto mayor es la diferencia en la distancia epicentral entre ambas localizaciones. La diferencia en la distancia epicentral varía según la posición de la

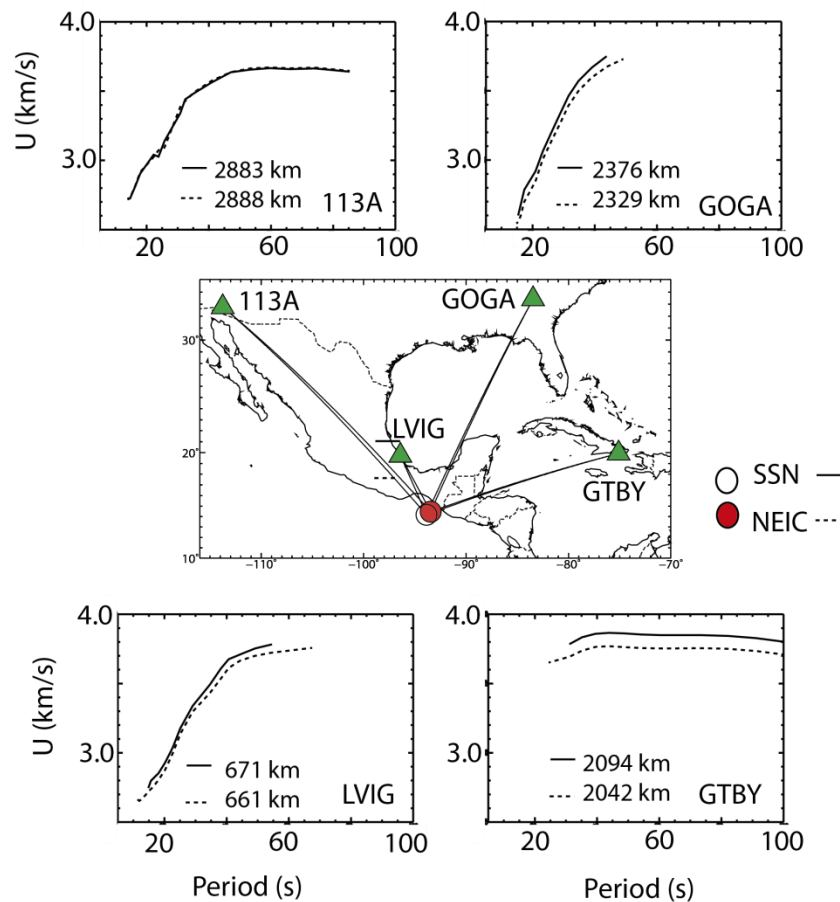


Figura 4.18: Mapa con la localización epicentral del terremoto del 2008/03/13 publicada por el SSN de México (círculo sin relleno) y el NEIC (círculo con relleno). Los triángulos indican las posiciones de las estaciones en las que se ha medido la velocidad de grupo de ondas Rayleigh para este evento con las dos localizaciones. Las curvas de dispersión medidas en cada estación se enseñan en diferentes recuadros. En cada uno se muestra la dispersión calculada con la localización del SSN (línea continua) y del NEIC (línea discontinua) y la distancia epicentral correspondiente a cada localización.

estación respecto a las dos localizaciones del evento y, por consiguiente, las velocidades medidas. Por ejemplo, en la estación GOGA situada entre 2300 y 2400 km del epicentro no se aprecian cambios significativos en las velocidades, y sin embargo, en la estación GTBY, situada a una distancia similar, entre 2000 y 2100 km, se obtienen diferencias de velocidad en torno a  $\sim 0.1$  km/s, correspondientes al 2.8% respecto a una velocidad de 3.5 km/s. En las dispersiones mostradas en la Figura 4.18 también se observa que para una misma

estación se obtienen velocidades menores para la localización que tiene menor distancia epicentral, en coherencia con la relación  $v = \Delta/t$ .

Las trayectorias más cortas, que son las más afectadas por cambios en la distancia, no suelen contribuir en las medidas de velocidad. Esto se debe a que, en trayectos cortos, la energía correspondiente a diferentes fases y modos llega en tiempos más similares que si la trayectoria es más larga, lo que hace difícil identificar la medida de velocidad de grupo de la fase y del modo deseado en el análisis FTAN.

Las variaciones en las velocidades medidas generadas por la diferencia en la localización de los terremotos en ocasiones no se pueden evitar, ya que no siempre se dispone de una cobertura de estaciones que mejore la localización. Aun así, es un tema que tendría que analizarse con más detalle y determinar, por ejemplo, el efecto que genera la diferencia en la localización de los terremotos en la tomografía. Con esta finalidad, se ha calculado el efecto de estos 10 terremotos frente a los 109 totales utilizados en los mapas de velocidad de este trabajo y se muestra en el siguiente capítulo.

#### 4.6 Curvas de dispersión en diferentes regímenes tectónicos

En este trabajo se han obtenido más de 2500 curvas de dispersión de velocidad de grupo y el mismo número de medidas de velocidad de fase de ondas Rayleigh a partir de ruido sísmico. En el caso de ondas Love se han medido más de 1000 curvas de velocidad de grupo y el mismo número de fase. Además se han calculado 5121 curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y 2204 de ondas Love a partir de terremotos. Las trayectorias en las que se han medido estas velocidades atraviesan diferentes dominios tectónicos. La diversidad de las provincias tectónicas atravesadas por las ondas queda patente en la forma de la curva de dispersión y en las velocidades obtenidas en las diferentes trayectorias (Figuras 4.19-4.22).

Las velocidades, tanto de grupo como de fase, de trayectorias a lo largo y a través del TMVB son menores que las obtenidas de trayectorias que atraviesan otro tipo de estructura cortical, como el golfo de California, la costa mexicana del Pacífico o el bloque de Chortis (Figura 4.19). Las velocidades de las ondas que atraviesan la plataforma de Yucatán también son mayores que las de las que cruzan el TMVB para periodos mayores que 40 s; sin embargo, tienen velocidades similares en los cortos periodos. Las velocidades de grupo de las trayectorias que atraviesan el TMVB muestran un mínimo local entre 10 y 20 s que coincide con las curvas de dispersión obtenidas por Iglesias *et al.* (2010) para esta zona. Estas trayectorias atraviesan un arco volcánico activo, con lo que dicho mínimo podría estar relacionado con el material parcialmente fundido asociado a la subducción. Las curvas de

dispersión entre la plataforma de Yucatán y el bloque de Chortis son muy diferentes, lo que indicaría que, aunque el origen de ambas cortezas es continental, su estructura sísmica en profundidad es bastante diferente.

Las curvas de dispersión de ondas Love muestran un comportamiento parecido a las ondas Rayleigh cuando atraviesan provincias tectónicas similares. Por ejemplo, las mayores velocidades corresponden a la trayectoria que atraviesa el sur del golfo de California y las velocidades más bajas a la trayectoria a lo largo del TMVB (Figura 4.20). Las velocidades a lo largo de la costa del Pacífico son mayores que las de la trayectoria que atraviesa el TMVB en casi todos los periodos considerados. Además, para la trayectoria en el TMVB también se observa una disminución de velocidades de grupo entre 10 y 15 s.

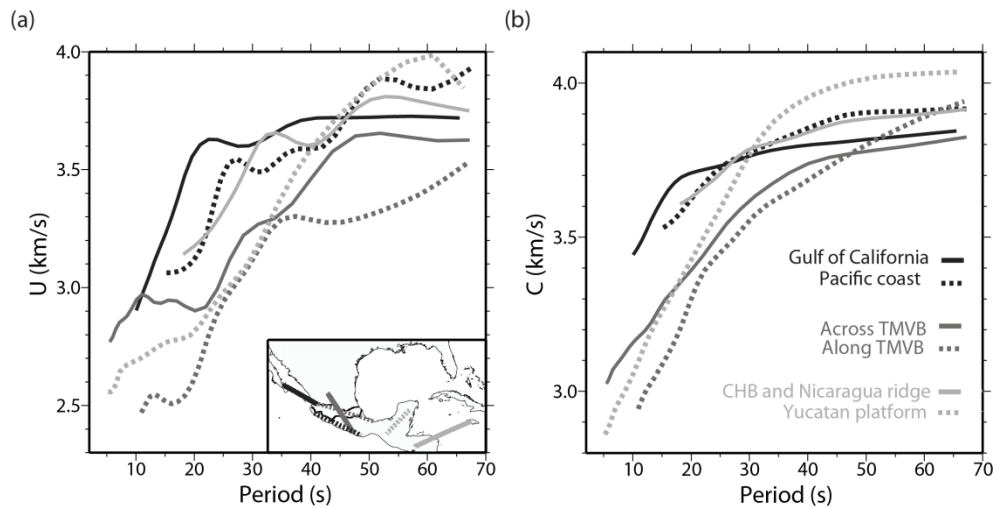


Figura 4.19: Velocidades de grupo (a) y de fase (b) de ondas Rayleigh de trayectorias que atraviesan diferentes provincias tectónicas. CHB, Bloque Chortis; TMVB, Arco volcánico trans-Mexicano.

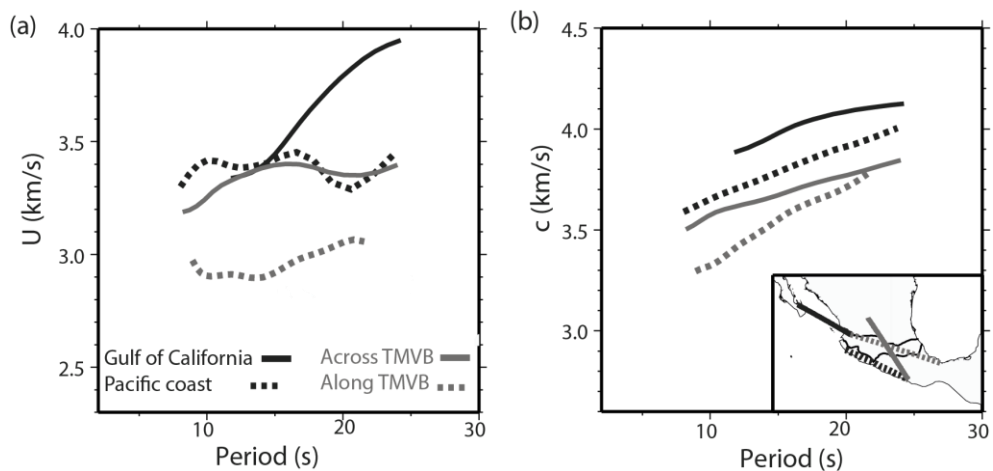


Figura 4.20: Velocidades de grupo (a) y de fase (b) de ondas Love de trayectorias que atraviesan diferentes provincias tectónicas. Las siglas de la leyenda están explicadas en la Figura 4.19.

Las velocidades obtenidas a partir de terremotos también muestran diferentes características según los dominios tectónicos que atraviesan (Figuras 4.21 y 4.22). La velocidad de las ondas Rayleigh de la trayectoria c, que atraviesa gran parte de la corteza oceánica bajo el Atlántico, es similar a la estimada con el modelo PREM (Dziwonski y Anderson, 1981). La velocidad de las ondas Love para esta misma trayectoria es mayor que la estimada por el modelo para periodos mayores de 40 s. Sin embargo, la velocidad calculada para la trayectoria b, que también atraviesa mayoritariamente corteza oceánica, pero perteneciente a las placas de Nazca y de Cocos, es menor que la obtenida con el modelo PREM para ambos tipos de ondas superficiales. Este mismo resultado se obtiene para las velocidades de las trayectorias a y d que atraviesan principalmente corteza continental, cuya velocidad es menor que la estimada con el modelo PREM para periodos mayores que 15 s.

En estas cuatro Figuras se observa una diferencia en el rango de periodos de las curvas de dispersión obtenidas a partir de correlaciones de ruido sísmico y las obtenidas con terremotos. Esto se debe, principalmente a que comúnmente las mayores SNR de las correlaciones se obtienen en la banda de los picos microsísmicos, *i.e.*, entre 7 y 25 s, (Figura 3.32), mientras que el contenido espectral de los terremotos en los periodos largos es mayor, en función de las características de la fuente.

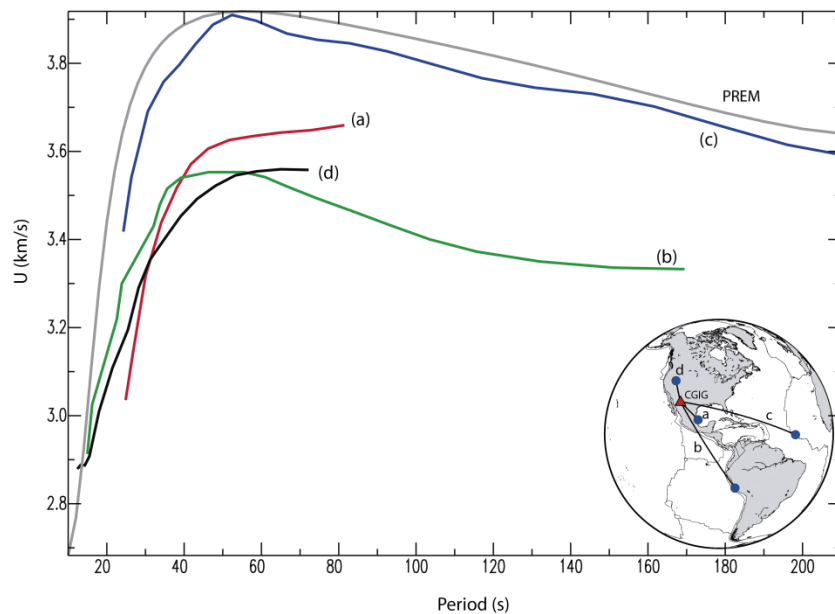


Figura 4.21: Velocidad de grupo de ondas Rayleigh de trayectorias que atraviesan diferentes provincias tectónicas medidas a partir de diferentes eventos registrados en la estación CGIG (IG). En el mapa se muestran las cuatro trayectorias [a-d]. Los distintos dominios tectónicos son: (a) la llanura costera del Golfo de México y Sierra Madre Oriental, (b) placas oceánicas Nazca y Cocos y la placa continental NAM, (c) placa NAM bajo el océano Atlántico, golfo de México y continente americano (d) la parte oeste de la placa NAM.



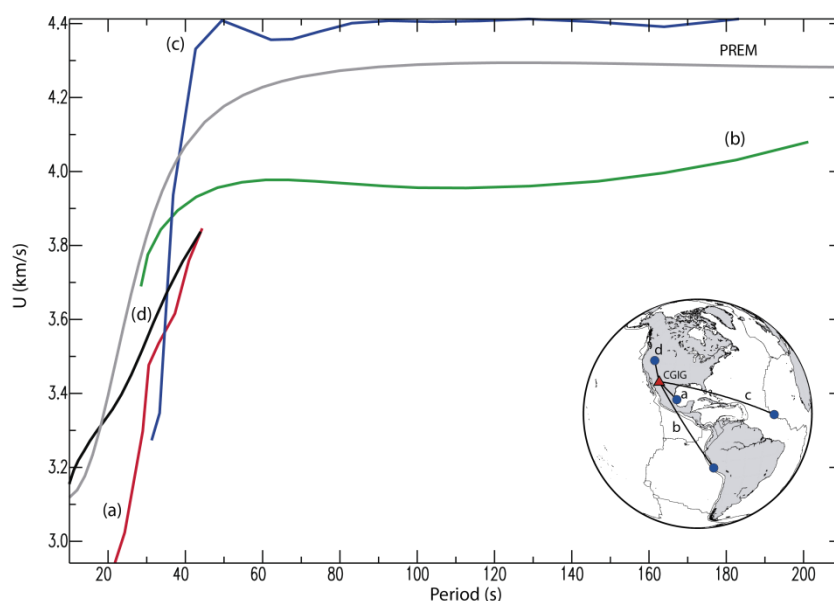


Figura 4.22: Igual que la Figura 4.21 pero para ondas Love.

#### 4.7 Comparación de velocidades de grupo medidas en correlaciones y en terremotos

Con la finalidad de averiguar si las medidas de velocidad obtenidas a partir de correlaciones de ruido sísmico son equivalentes a las medidas tradicionales a partir de terremotos, se han comparado las curvas de dispersión obtenidas con estas dos técnicas para dos trayectorias cercanas.

Esta prueba se realiza con un terremoto con epicentro a 19 km de la estación sísmica de la red nacional de banda ancha de México CAIG, cuya forma de onda se ha comparado con la de la correlación de ruido en el capítulo anterior (Figuras 3.37 y 3.38). En la Figura 4.23 se muestra un ejemplo de velocidad de grupo de ondas superficiales obtenida a partir de la correlación de ruido sísmico y a partir del registro del terremoto para dos trayectorias cercanas. Las velocidades obtenidas a partir de ruido sísmico son semejantes a las medidas con el terremoto en la banda de periodos común, tanto para la componente vertical como para la transversal. En la componente vertical las velocidades de grupo de ondas Rayleigh obtenidas son similares desde 20 s hasta 60 s (Figura 4.23b) y, en la transversal, las velocidades de ondas Love son semejantes entre 10 y 35 s (Figura 4.23c).

En los largos periodos las medidas de velocidad de ondas superficiales a partir de terremotos son más fiables que las provenientes de ruido sísmico, ya que la densidad de potencia espectral del ruido sísmico es menor a partir de 30 s, periodos en los que no dominan los microsismos (Figura 2.3). A partir de la correlación de ruido sísmico se

obtienen medidas de velocidad para periodos menores que 10-15 s, que no se consiguen a partir de los terremotos.

Este ejemplo muestra la igualdad de las medidas de velocidad de grupo de ondas superficiales a partir de correlaciones de ruido y a partir de terremotos para periodos entre ~10 y 35 s. Esto ofrece una prueba de que las medidas de velocidad de grupo a partir de correlaciones de ruido equivalen a las realizadas en registros de terremotos, tanto para ondas Rayleigh medidas en la componente vertical, como para ondas Love extraídas de la componente transversal.

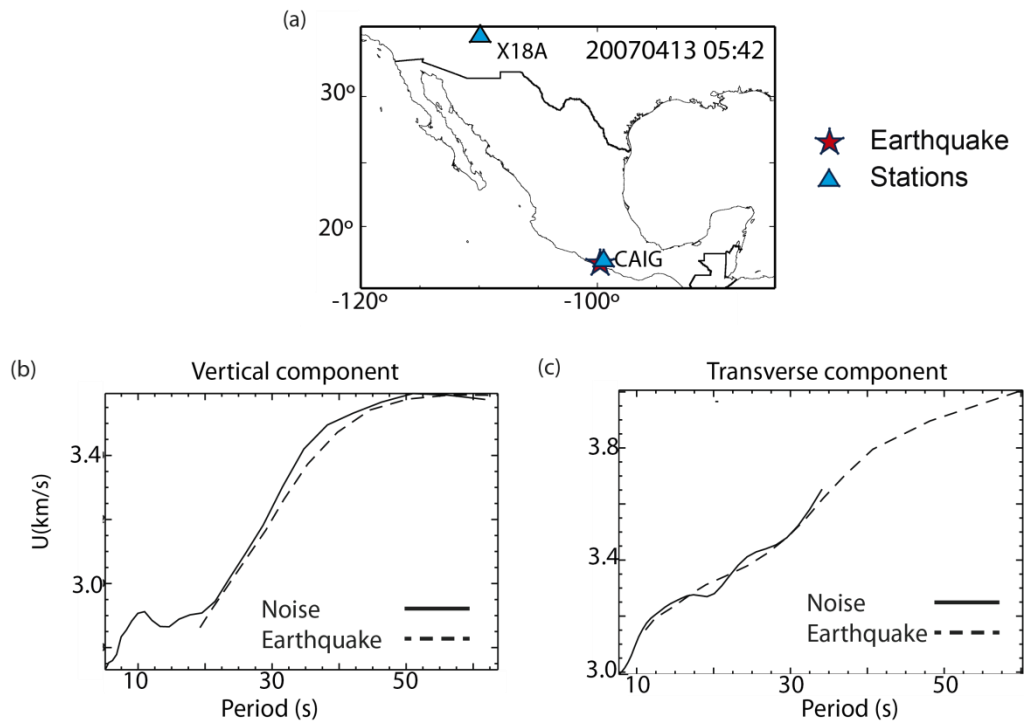


Figura 4.23: (a) Mapa con la localización del terremoto marcada con una estrella y las posiciones de las estaciones indicadas con triángulos verdes. (b) Velocidad de grupo de ondas superficiales calculada a partir de la correlación de ruido sísmico registrado en la componente vertical entre las estaciones CAIG y X18A (línea continua) y calculada a partir del registro en X18A del terremoto (línea discontinua). (c) Lo mismo que en (b) pero para la componente transversal.

## Capítulo 5. Inversión de ondas superficiales para obtener $v_s$ : Metodología

La estructura de velocidad de onda S se calcula a partir de la velocidad de ondas superficiales mediante métodos de inversión. En este estudio, en concreto, la inversión se realiza en dos etapas.

En la primera etapa se invierten con tomografía las velocidades de las ondas superficiales para obtener su distribución geográfica. Esto es, la información de las curvas de dispersión calculadas en cada trayectoria se combina para conformar mapas de velocidad en función del periodo.

La segunda etapa consiste en la inversión de las curvas de dispersión de cada punto geográfico obtenidas de los mapas de velocidad generados en la primera etapa. En esta segunda inversión se calcula la velocidad de la onda S en función de la profundidad a partir de su relación con los diferentes tipos de velocidad (de grupo y de fase) de las ondas superficiales. Con este proceso se obtiene un modelo en una dimensión (1D) en cada punto de la malla. De la combinación de los modelos 1D se obtiene un modelo de velocidad 3D.



### 5.1 Tomografía de ondas superficiales

La primera etapa de la inversión consiste en una inversión linealizada de las velocidades de las ondas superficiales para cada periodo de diferentes trayectorias para hallar la velocidad de dispersión en cada punto geográfico. El método utilizado (*Barmin et al.*, 2001) emplea el algoritmo de *Ditmar y Yanovskaya* (1987) y *Yanovskaya y Ditmar* (1990) que es una generalización a dos dimensiones del método de Backus y Gilbert (1968 ; 1970) en una dimensión. Este método está basado en la teoría de rayos, es decir, considera que las ondas se propagan como rayos cuya trayectoria sigue el círculo máximo que une la fuente y el receptor. Los rayos definidos en el método de *Barmin et al.* (2001) son rayos anchos cuyo kernel de sensibilidad tiene forma Gaussiana centrada en el círculo máximo.

El problema directo de la tomografía de ondas superficiales consiste en predecir el tiempo de trayecto, que es dependiente de la frecuencia, para las ondas Rayleigh y Love de un conjunto de mapas de velocidad de fase o de grupo  $v(\mathbf{r}, \omega)$ :

$$t(\omega) = \int_p v^{-1}(\mathbf{r}, \omega) ds \quad (5.1)$$

Donde  $\mathbf{r} = [\theta, \phi]$  es el vector de posición de la superficie,  $\theta$  y  $\phi$  son la colatitud y la longitud,  $p$  indica la trayectoria de la onda y  $ds$  las variables de integración a lo largo de  $p$ .

La tomografía de ondas superficiales es un método de inversión que consiste en utilizar un conjunto de tiempos de trayecto observados  $t_{obs}(\omega)$  de diferentes trayectorias  $p$  para inferir un mapa de velocidad de grupo o de fase,  $v(\mathbf{r})$ , a una frecuencia  $\omega$  dada.

$$t_{obs}(\omega) = t(\omega) + \epsilon(\omega) \quad (5.2)$$

Donde  $\epsilon$  es un error observacional para una trayectoria determinada. El problema es lineal si las trayectorias  $p$  son conocidas.

Teniendo en cuenta que los tiempos de trayecto de las ondas superficiales están inversamente relacionados con la velocidad, se puede extraer lo que sigue de la manipulación de la ecuación (5.1). Los residuos  $\mathbf{d}$  de los tiempos de trayecto observados en una trayectoria  $p$  respecto a un modelo de referencia  $v_0$  se pueden expresar del siguiente modo:

$$\mathbf{d} = \delta t_{obs} = t_{obs} - t_0 = \int_p \frac{dS}{v} - \int_p \frac{dS}{v_0} = \int_p \frac{\mathbf{m}}{v_0} ds + \epsilon \quad (5.3)$$

Donde  $t_0$  son los tiempos de trayecto estimados según el modelo  $v_0$  y  $\mathbf{m}$  es la perturbación de velocidad. En esta ecuación se ha suprimido la dependencia con  $\mathbf{r} = [\theta, \phi]$  y se supone que las trayectorias de los rayos son conocidas e idénticas para ambos modelos de velocidad  $v$  y  $v_0$ . La perturbación de velocidad  $\mathbf{m}$  queda definida según:

$$\mathbf{m}(\mathbf{r}) = \frac{v_0(\mathbf{r}) - v(\mathbf{r})}{v(\mathbf{r})} \quad (5.4)$$

Este trabajo se centra en el modelo de velocidad  $v(\mathbf{r})$  isótropo. Para más detalles sobre el caso anisótropo puede consultarse *Barmin et al.* (2001).

El objetivo de la metodología es calcular la perturbación  $\mathbf{m}$  de velocidad que minimiza la función de optimización. La función de optimización  $\Psi$  que utilizan *Barmin et al.* (2001) es la siguiente:

$$\Psi = (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d})^T \mathbf{C}^{-1} (\mathbf{G}(\mathbf{m}) - \mathbf{d}) + \alpha^2 \|\mathbf{F}(\mathbf{m})\|^2 + \beta^2 \|\mathbf{H}(\mathbf{m})\|^2 \quad (5.5)$$

Donde  $\mathbf{G}$  es el operador que calcula los residuos de tiempo esperados de  $\mathbf{m}$ ,  $\mathbf{d}$  es el vector de los residuos de los tiempos de trayecto observados relativos al modelo  $v_0$ ,  $\mathbf{C}$  es la matriz de covarianza de los errores observados  $\epsilon$ ;  $\mathbf{F}$  es la función de suavizado espacial y  $\mathbf{H}$  es una función que penaliza el modelo en regiones con poca cobertura de trayectorias. Los parámetros  $\alpha$  y  $\beta$  son los pesos del término de suavizado espacial y del de densidad de trayectorias, esto es, ponderan la condición de regularización. Por tanto, la función de optimización (5.5) está compuesta por tres términos: El desajuste de los datos observados respecto al modelo de referencia, una condición de suavizado espacial y el peso de la norma del modelo en función de la densidad de trayectorias.

En el primer término de la función de optimización los operadores  $G_i$  para cada una de las trayectorias vienen dados por:

$$G_i(\mathbf{m}) = \int_{p_i} \frac{\mathbf{m}(\mathbf{r})}{v_0(\mathbf{r})} ds \quad (5.6)$$

Donde  $1 \leq i \leq N$ ,  $i$  indica el número de trayectoria y  $N$  el número total de trayectorias.

El efecto del segundo término es conseguir un modelo espacialmente suave mediante la norma de la función  $\mathbf{F}$  ponderada con el parámetro  $\alpha$ . La norma de una función arbitraria  $f(\mathbf{r})$  se define como:  $\|f(\mathbf{r})\|^2 = \int_S f^2(\mathbf{r}) d\mathbf{r}$ . La función de suavizado espacial  $\mathbf{F}$  está descrita por la siguiente ecuación:

$$F(\mathbf{m}) = \mathbf{m}(\mathbf{r}) - \int_S S_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}') \mathbf{m}(\mathbf{r}') d\mathbf{r}' \quad (5.7)$$

Donde  $S_0$  es el kernel Gaussiano definido según:

$$S_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}') = K_0 e^{-\left(\frac{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|^2}{2\sigma_0^2}\right)}, \quad (5.8)$$

En el que  $K_0$  es la constante de normalización, de tal modo que,  $\int_S S_0(\mathbf{r}, \mathbf{r}') d\mathbf{r}' = 1$  y  $\sigma_0$  es la anchura del kernel Gaussiano que controla la extensión del suavizado espacial. Cuanto mayor es  $\sigma_0$  más extenso es el suavizado espacial.

El efecto del tercer término es igualar el modelo al de referencia en las regiones con poca cobertura de trayectorias mediante la norma de la función  $H$  regulada por el parámetro  $\beta$ . La función  $H$  penaliza la perturbación de velocidad  $\mathbf{m}$  mediante una función  $\kappa$  de amortiguamiento que, para estructuras isótropas, depende solamente de la densidad de trayectorias,  $\rho$ .

$$H(\mathbf{m}) = \kappa(\rho(\mathbf{r})) \cdot \mathbf{m} \quad (5.9)$$

La densidad de trayectorias se mide como el número de trayectorias que intersectan un círculo de radio fijado con centro en el punto  $\mathbf{r}$ . La función  $\kappa$  se aproxima a cero cuando la densidad es suficientemente buena y aumenta exponencialmente hasta 1 en áreas con poca densidad de trayectorias:

$$\kappa(\rho(\mathbf{r})) = e^{-\lambda\rho} \quad (5.10)$$

El valor de la constante  $\lambda$  lo elige el usuario y el utilizado en este trabajo es  $\sim 0.147$ , según el cual, cuando la densidad de trayectorias  $\rho$  es menor que 20 cada 50000 km<sup>2</sup>, el término de amortiguamiento  $\kappa$  hacia el modelo de referencia adquiere importancia.

Los parámetros de suavizado,  $\alpha$ ,  $\sigma$  y  $\beta$ , de la condición de regularización los determina el usuario mediante ensayo y error hasta encontrar un modelo que ajuste los datos adecuadamente. Un ajuste adecuado significa que el modelo obtenido resuelve las características conocidas de la zona (por ejemplo, la existencia de cuencas sedimentarias o cordilleras) y no presenta efectos artificiales, tales como anomalías de velocidad difuminadas o deformadas a lo largo de las trayectorias.

Según el método de *Barmin et al.* (2001), las curvas de dispersión se invierten dos veces. La primera inversión se realiza con unos parámetros altos de suavizado para obtener un modelo de velocidades muy suavizado. A partir de este modelo suave se identifican los

tiempos de llegada con residuos extremos mayores a un umbral *-outliers-*. El objetivo de esta primera inversión es detectar las medidas erróneas y eliminarlas de la siguiente. De este modo sólo se consideran velocidades que son coherentes con otros valores de zonas geográficas cercanas, es decir que pueden ajustar un modelo tomográfico suavizado. El valor umbral a partir del cual se considera que el residuo es alto varía según los trabajos que han aplicado este método. Así, este umbral algunos autores lo eligen tres veces la desviación estándar total de los residuos para cada periodo (*e.g.*, Moschetti *et al.*, 2007; Bensen *et al.*, 2008), mientras otros consideran un valor constante de 6 s (*e.g.*, Lin *et al.*, 2008). En este estudio el umbral se elige como tres veces la desviación estándar total de los residuos para cada periodo para tener en cuenta la posible variabilidad de los residuos según las medidas disponibles. La segunda inversión se realiza sin los datos con residuos elevados y con parámetros de suavizado menos restrictivos que permitan obtener anomalías de menor dimensión. Para cada etapa de la inversión se realizan múltiples pruebas con diferentes valores de  $\alpha$ ,  $\sigma$  y  $\beta$  hasta encontrar unos valores apropiados que ajusten bien los datos, generen un modelo suave, sin cambios bruscos, y produzcan anomalías estables con diferentes suavizados.

En este trabajo se utiliza como modelo de referencia  $v_0$  la velocidad media de todas las velocidades en la zona de inversión para el periodo analizado. El valor de la perturbación  $m$  se evalúa en cada punto de la esfera con los tres vecinos más próximos. Estos vecinos se calculan mediante la construcción de triángulos de Delaunay (Aurenhammer, 1991) a partir de los nodos de una malla. La malla definida en este trabajo tiene una distancia internodal de  $1^\circ$ .

### 5.1.1 Límites de la teoría de rayo

La teoría de rayo aproxima la propagación de ondas superficiales a un rayo a lo largo del círculo máximo que une la fuente y el receptor. Esta aproximación no tiene en cuenta efectos de scattering, focalización, desfocalización y/o desviación (bending) de las ondas en su propagación. Es una aproximación de alta frecuencia que se satisface en la presencia de heterogeneidades cuyo tamaño es mayor que la longitud de onda (Woodhouse, 1974; Wang y Dahlen, 1995) y que la anchura de la zona sensible a los fenómenos de scattering de las ondas (Menke y Abbot, 1990). Por todo ello, las condiciones bajo las que la aproximación del rayo es válida (Figura 5.1) son las siguientes:

$$\lambda, L \ll a \quad (5.11)$$

Donde  $a$  es la dimensión de la heterogeneidad del medio y  $L$  es la anchura máxima de la zona sensible a la dispersión de ondas superficiales.



Criteria under which ray theory is valid:

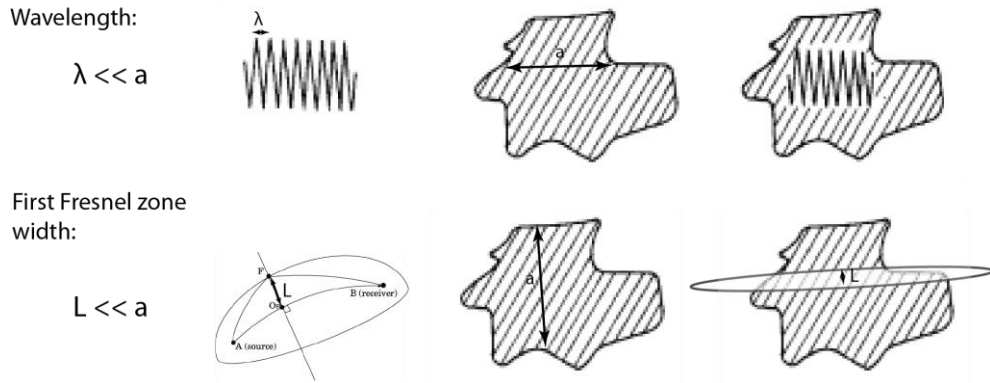


Figura 5.1: Ilustración de las condiciones bajo las que es válida la aproximación de rayo según la relación de longitud de la onda  $\lambda$  y de la anchura de la primera zona de Fresnel  $L$  con la dimensión  $a$  de la anomalía de velocidad. *Modificada de Herráiz y Espinosa (1987) y de Yoshizawa y Kennett (2002).*

Por lo tanto, utilizar la aproximación del rayo limita la dimensión de las heterogeneidades que se pueden identificar. Una manera de superar los límites de la aproximación de rayo es tener en cuenta que las ondas superficiales tienen una frecuencia finita (Figura 5.2).

Diferentes trabajos han considerado la onda con frecuencia finita y han calculado sus kernels de sensibilidad (*e.g.*, *Spetzler et al.*, 2001; 2002) bajo la aproximación de Born (*Born*, 1926) y Rytov (*Rytov et al.*, 1989). Estos trabajos afirman que la máxima sensibilidad de la onda superficial al medio se encuentra fuera del círculo máximo (Figura 5.3).

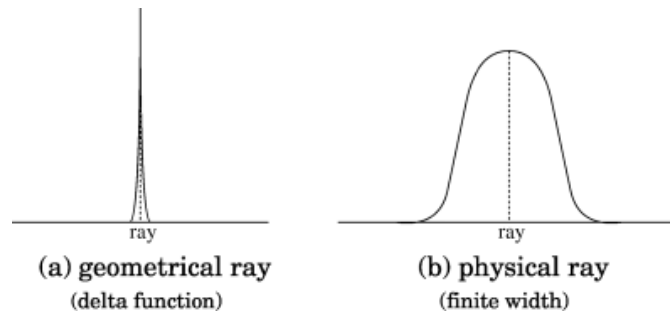


Figura 5.2: Ilustración esquemática de la zona sensible para (a) un rayo geométrico y (b) un rayo finito. *Extraído de Yoshizawa y Kennet (2002).*

La forma del kernel de sensibilidad depende de la frecuencia y de la distancia epicentral. Dada la complejidad espacial del kernel de sensibilidad (Figura 5.3) se suelen aplicar diversas simplificaciones. Algunas de ellas consisten en truncar el lóbulo central y aproximarlos a una forma sencilla, por ejemplo a un rectángulo (*Ritzwoller et al.*, 2002). Dicho lóbulo es comúnmente identificado como la primera zona de Fresnel, que se describe con una elipse en una esfera, dada por:

$$|\Delta - (\Delta_1 + \Delta_2)| = \lambda/N \quad (5.12)$$

Donde  $\Delta$  es la longitud de la trayectoria de la onda directa,  $\Delta_1 + \Delta_2$  la de las ondas dispersadas una vez,  $\lambda$  es la longitud de onda de interés y  $N$  es un parámetro que determina el límite de la zona de Fresnel como una fracción de la longitud de onda. El límite de esta zona es la diferencia entre las longitudes de las trayectorias de la onda directa y las ondas

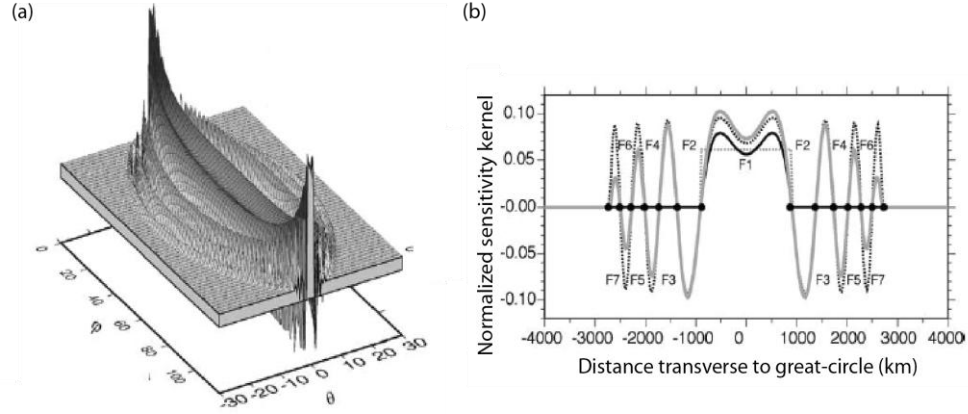


Figura 5.3: (a) Kernel de sensibilidad de velocidad de fase de ondas Rayleigh a 50 s de periodo para una distancia fuente-receptor  $\Delta=120^\circ$ . El kernel está truncado tras la zona sensible F7. (b) Amplitud del kernel de sensibilidad transversal al círculo máximo que une fuente-receptor. La línea gris continua corresponde al kernel mostrado en (a), la línea negra continua al lóbulo central y la línea gris discontinua al truncamiento en forma de caja cuadrada del lóbulo central. Las zonas sensibles están definidas entre los cruces en cero del kernel, indicadas como F1 para el lóbulo central hasta F7 para la séptima zona. *Modificada de Levshin et al. (2005).*

dispersadas una vez (Figura 5.4). Los puntos que están dentro de esta zona de Fresnel son aquellos para los que la longitud de las ondas difractadas una sola vez tienen una desviación de la longitud de la trayectoria del rayo geométrico menor que una cierta fracción  $N$  de la longitud de onda (*e.g.*, Kravtsov, 1988) (5.12). La anchura de la zona de sensibilidad al scattering se calcula como una fracción de la anchura de la primera zona de Fresnel.

*Spetzler et al. (2002)* muestran el desarrollo teórico del cálculo de la anchura máxima de la primera zona de Fresnel para una distancia fuente-receptor  $\Delta$  partiendo de la diferencia de trayectorias entre la onda directa y la difractada (5.12). La anchura máxima  $L$  de la primera zona de Fresnel está definida por la siguiente ecuación:

$$L = \sqrt{\frac{4\lambda}{N} \tan\left(\frac{\Delta}{2}\right)} \quad (5.13)$$

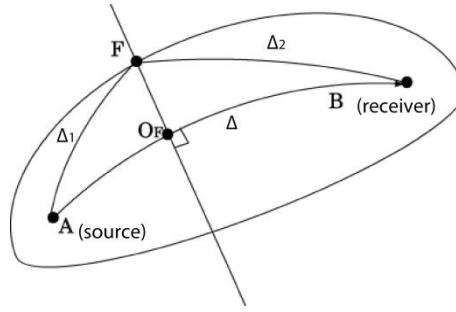


Figura 5.4: Imagen esquemática de la zona de Fresnel en torno a un rayo. El radio o anchura máxima de la primera zona de Fresnel  $L$  se define por la línea  $F-O_F$ . *Modificada de Yoshizawa y Kennet (2002)*.

Donde  $L$  y  $\lambda$  están medidos en radianes y  $\Delta \in [0, \pi]$ . El factor  $N$  determina la fracción de la zona de Fresnel sensible al scattering de las ondas superficiales. El valor de  $N$  es tema de debate y, mientras *Spetzler et al.* (2001) determinan que el valor de  $N$  que es consistente con la teoría de Born-Rytov es  $8/3$ , *Yoshizawa y Kennett* (2002) consideran que la anchura del área sensible es un tercio de la anchura de la primera zona de Fresnel y, por consiguiente,  $N=18$ . Considerar un valor u otro de  $N$  para determinar la anchura máxima de la zona de scattering modifica sustancialmente la anchura máxima estimada de la zona sensible (Figura 5.5).

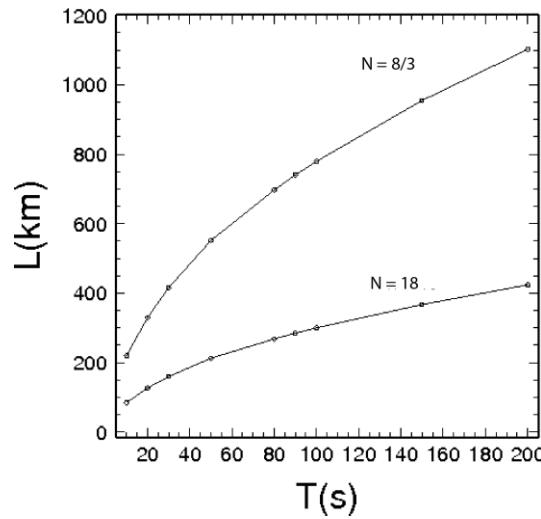


Figura 5.5: Comparación de la anchura máxima  $L$  de la zona sensible al scattering de las ondas superficiales (5.13) calculada para dos fracciones diferentes de  $\lambda$ ,  $N=8/3$  y  $N=18$  en función del periodo. Está calculada para una distancia emisor-receptor de 2057 km y para velocidades que varían con el periodo desde 3.1 km/s para 10 s hasta 3.9 km/s a partir de 50 s.

La anchura de la primera zona de Fresnel aumenta con la longitud de onda y la distancia epicentral. Así, conocida la distribución de estaciones y de fuentes (bien sean estaciones o terremotos) se puede hacer una estimación de la longitud mínima de las heterogeneidades que se va a poder detectar para cada periodo utilizando la ecuación (5.13). Si se utiliza la

teoría del rayo para distancias epicentrales mayores y/o para periodos más largos la dimensión mínima de las heterogeneidades detectadas será mayor. Por ejemplo, teniendo en cuenta una distancia fuente-emisor de 2057 km (distancia media de la longitud de las trayectorias utilizadas en este trabajo en ANT), la aproximación del rayo es válida para detectar anomalías de dimensiones de 250 km hasta 50 s de periodo. Mientras que para una distancia epicentral de 4000 km (media de la longitud de las trayectorias utilizadas para calcular la tomografía a partir de terremotos) las anomalías de 250 km se pueden resolver hasta periodos  $< 50$  s bajo la aproximación del rayo (Figura 5.6). En este caso, si se considera la anchura de la zona de influencia a la dispersión con  $N = 18$  (Yoshizawa y Kennett, 2002) a periodos de 20 s se podrán identificar heterogeneidades de longitud mayor o igual que 150 km y a periodos de 200 s sólo heterogeneidades cuyas dimensiones superen los 800 km. En cambio, si se considera una zona de dispersión más amplia ( $N = 8/3$ ), para 20 s de periodo sólo se identificarán anomalías mayores que  $\sim 400$  km.

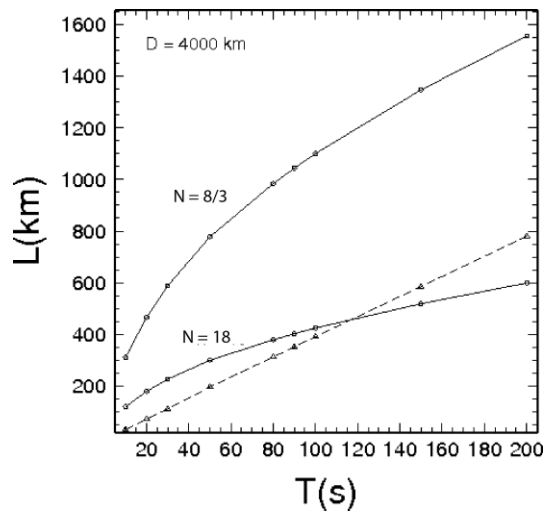


Figura 5.6 Anchura máxima de la zona de influencia del scattering de ondas superficiales para diferentes fracciones de  $\lambda$  ( $N=8/3$  y  $N=18$ ) para una distancia emisor-receptor de 4000 km (líneas continuas). La línea discontinua es la longitud de onda para cada periodo calculada con las velocidades medias de los mapas de velocidad de fase del capítulo 6. Estas dos magnitudes marcan los límites de las dimensiones mínimas de las heterogeneidades que se pueden resolver con la teoría del rayo.

Si se quiere obtener mayor resolución hay que recurrir a métodos que tengan en cuenta la frecuencia finita de las ondas y los efectos de scattering, focalización y/o desviación en su propagación.

### 5.1.2 Criterios de selección de los datos de entrada

Los datos de entrada de la tomografía utilizados en este trabajo son las curvas de dispersión de ondas superficiales calculadas a partir de correlaciones de ruido sísmico y a partir de

terremotos mostradas en el apartado anterior.

En la selección de medidas de velocidad para la inversión sólo se eligen curvas de dispersión calculadas a partir de correlaciones cuya  $\text{SNR} \geq 10$ . Esta criba es muy importante puesto que el SNR de la correlación influye en la calidad de las curvas de dispersión obtenidas (Bensen *et al.*, 2007) y además, al calcularlas de manera automática no se tiene control directo de la calidad de cada una de ellas si no es con la medida de SNR o con medidas de velocidad en diferentes periodos de tiempo (*e.g.* uso de tripletes). En el caso de curvas de dispersión obtenidas a partir de terremotos se eligen todas las curvas calculadas ya que estas medidas se realizan de manera manual y es el propio observador el que selecciona los datos de velocidad de calidad y rechaza las dudosas.

Otro criterio de selección de datos es que sólo se utilizan velocidades de trayectorias cuya longitud contiene por lo menos tres longitudes de onda completas en cada periodo considerado, *i.e.*,  $\lambda = \frac{v}{T} < \frac{1}{3}\Delta$ , para satisfacer la condición de campo lejano (Lin *et al.*, 2008).

Las medidas de velocidad que no cumplen estos criterios se descartan como entrada a la inversión.

Además se realiza una primera inversión muy suavizada en la que se detectan los datos erróneos o *outliers*. En este trabajo se consideran *outliers* las velocidades que tienen un residuo 3 veces mayor que la desviación estándar del residuo medio de todas las medidas y no se utilizan en la inversión final. La raíz cuadrática media (RMS) de los residuos de velocidad de ANT de ondas Rayleigh varía entre 8 y 13 s para las de grupo y entre 2 y 5 s para las de fase, una vez eliminados los *outliers* (Figura 5.7). Para ondas Love, la RMS de los residuos de velocidad fluctúa en torno a 10 s para las de grupo y en torno a 5 s para las de fase.

En el caso de la tomografía a partir de terremotos los residuos medios de tiempo oscilan en torno a cero para ambos tipos de ondas superficiales, una vez que se han eliminado los *outliers* (Figura 5.8). Si bien, se observa mayor oscilación y desviación estándar para las ondas Love que para las Rayleigh para todos los periodos. Las menores desviaciones estándar se obtienen en los periodos largos, entre 50 y 150 s para las ondas Rayleigh, con valores  $< \pm 15$  s, y entre 50 y 80 s para las ondas Love, con valores en torno a  $\pm 20$  s. La RMS de los residuos de la tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh es menor que la de ondas Love para todos los periodos considerados (Figura 5.9). Sólo se muestran los residuos de U de ondas Love hasta 100 s porque para periodos mayores hay pocas trayectorias con las que realizar la inversión tomográfica.

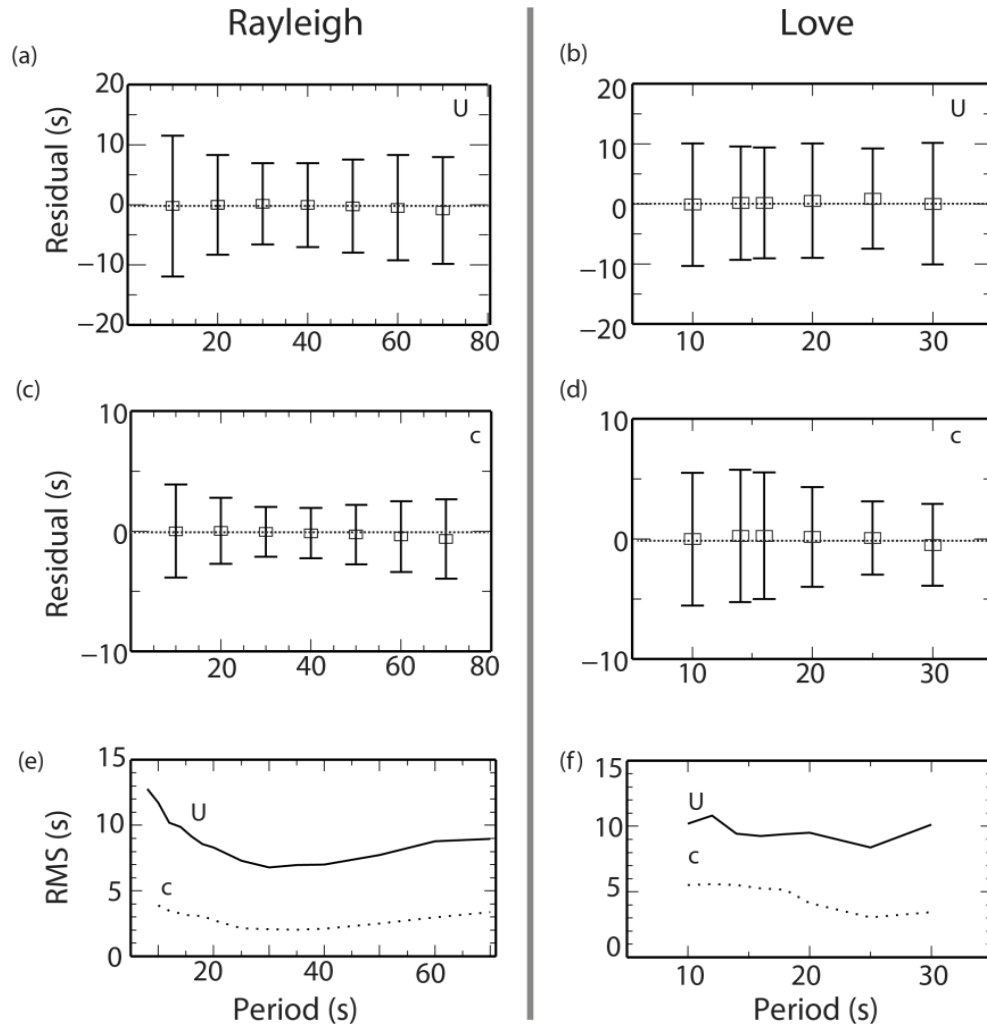


Figura 5.7: Media de los residuos de tiempo de ANT en función del periodo para la velocidad de grupo de ondas (a) Rayleigh y (b) Love, para velocidad de fase de ondas (c) Rayleigh y (d) Love. RMS de los residuos de tiempo de la velocidad de grupo (línea continua) y de fase (línea discontinua) de ondas (e) Rayleigh y (f) Love.

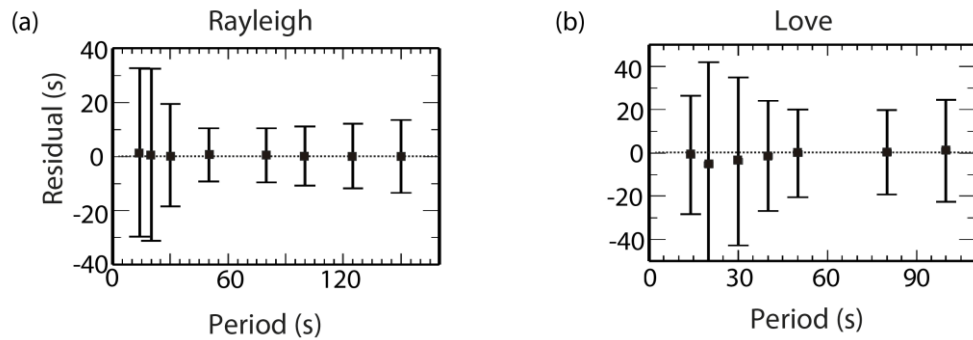


Figura 5.8: Media de los residuos finales de los tiempos de llegada para la velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love (cuadrados en a y b, respectivamente) de la tomografía a partir de terremotos. Las barras de error indican la desviación estándar respecto a la media.

La desviación estándar de los residuos de las medidas de velocidad de grupo obtenidas a partir de tomografía de terremotos es mayor que la obtenida con ANT para todos los periodos. Lo mismo ocurre con la RMS de los residuos de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love.

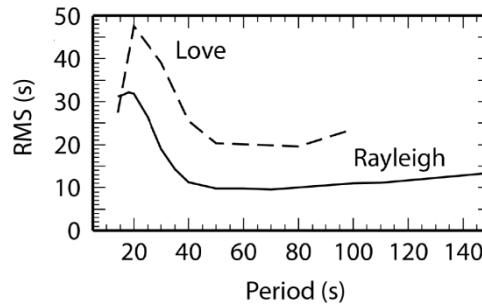


Figura 5.9: RMS de los residuos finales de los tiempos de llegada para la velocidad de grupo de las ondas Rayleigh (línea continua) y Love (línea discontinua) de la tomografía a partir de terremotos.

Con los tres criterios de selección de datos en el caso de ANT, y dos en el de tomografía a partir de terremotos, el número de datos que se utiliza finalmente en la inversión es mucho menor que el número de medidas de velocidad inicial, sobre todo en el caso de ANT.

En ANT el número final de trayectorias utilizado en la inversión tomográfica queda reducido en todos los periodos más del 50% respecto número de correlaciones calculadas. La selección de medidas conforme a la SNR de la correlación marca la mayor reducción, que varía del 30 al 90%, dependiendo del periodo y del tipo de onda, Rayleigh o Love. La reducción por la relación de la longitud de onda con la longitud de la trayectoria ronda  $\sim 30 - 40\%$  para todos los periodos de ondas Rayleigh y entre el 7% para  $T \sim 25$  s y el 88% para  $T < 10$  s para ondas Love. La reducción por la eliminación de *outliers* varía entre el 2-4%, pero alcanza el 20% para 50 s en ondas Rayleigh. Para ondas Love el porcentaje de eliminación es mayor, entre el 3% y 8% para 10-20 s y  $\sim 30\%$  para 30 s. Esto es, las mayores eliminaciones de *outliers* se producen en los largos periodos; en concreto, en el límite de los periodos más largos considerados para cada tipo de onda el porcentaje de eliminaciones aumenta considerablemente. Este porcentaje eliminado es bastante más alto que el 2-3% que refieren *Barmin et al.* (2001) como común con este método de inversión y que el obtenido con registros de terremotos. En el estudio de *Bensen et al.* (2008), en el que también utilizan correlaciones de ruido, este porcentaje ronda entre el 1.3% y el 3%. No hemos conseguido averiguar a qué se debe el gran número de *outliers* encontrados en los periodos largos respecto a otros estudios.

El número inicial de correlaciones calculadas para extraer ondas Rayleigh es un 4% mayor que para extraer ondas Love. Tras aplicar las tres selecciones mencionadas, el número de trayectorias utilizadas en la tomografía de ondas Rayleigh es un 40% mayor que para Love

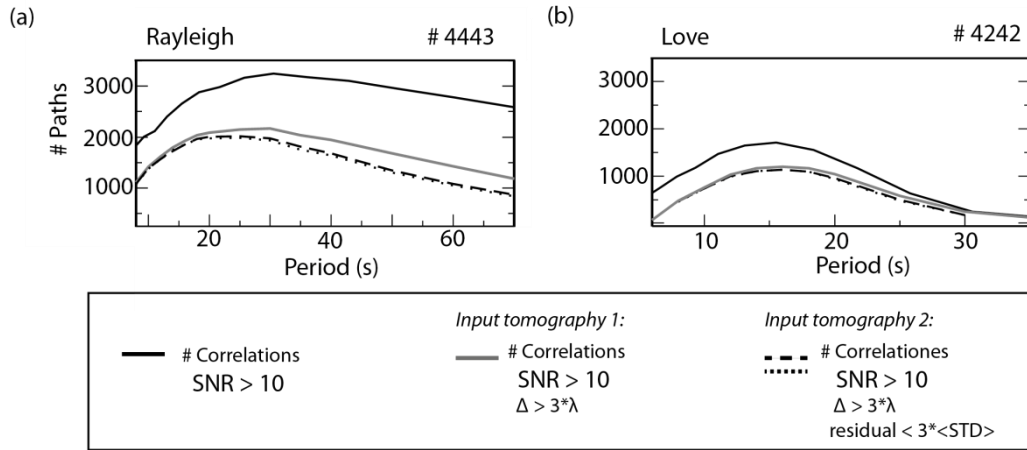


Figura 5.10: Comparación del número de correlaciones (*i.e.*, número de trayectorias) calculadas (indicado en la esquina superior derecha de cada gráfica) con las que satisfacen  $\text{SNR} > 10$ ; con las que se utilizan en la primera inversión tomográfica (*i.e.*, cumplen  $\text{SNR} > 10$  y  $\Delta > 3\lambda$ ); y con las utilizadas en la segunda inversión (*i.e.*, cumplen  $\text{SNR} > 10$ ,  $\Delta > 3\lambda$  y residuo menor que tres veces la desviación estándar media,  $\langle \text{STD} \rangle$ ) para medidas de velocidad de grupo (línea discontinua) y de fase (línea punteada).

para  $T = 16$  s, que es uno de los periodos con mayor número de medidas para ambos tipos de onda (Figura 5.10). El número máximo de medidas de ondas Rayleigh ( $\sim 2000$ ) se obtiene entre 18 y 30 s, y el de ondas Love ( $\sim 1100$ ) entre 12 y 20 s de periodo.

En el caso de tomografía de terremotos el porcentaje de eliminaciones por *outliers* promediado a todos los periodos es del 0.8% para ondas Rayleigh y del 0.2% para Love. Las mayores eliminaciones de *outliers* de ondas Rayleigh se realizan para periodos mayores que 100 s (Figura 5.11). El número de curvas de ondas Rayleigh es mayor (más del doble) que las medidas para ondas Love, igualmente que en ANT. El mayor número de medidas de velocidad de grupo, tanto para ondas Rayleigh como Love, se obtiene para periodos entre

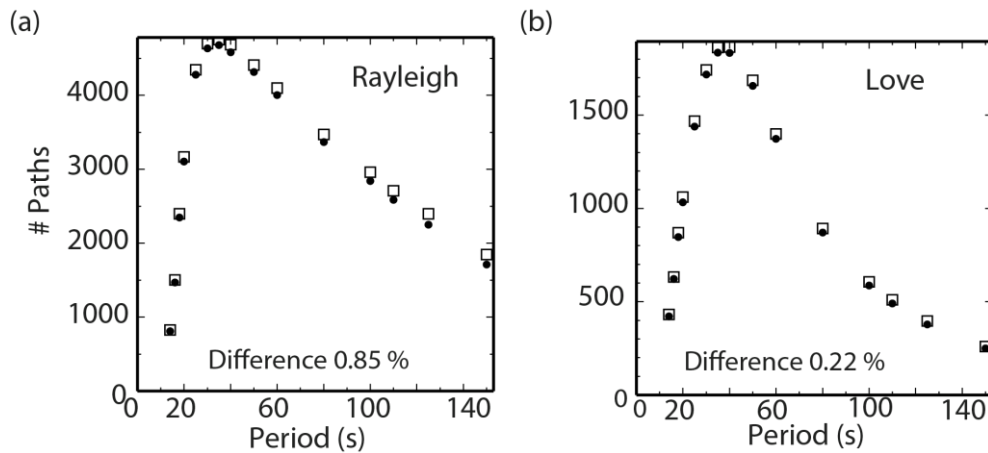


Figura 5.11: Número de curvas de dispersión en función del periodo utilizadas en la primera inversión de tomografía (cuadrados) y en la final, tras eliminar los *outliers*, (círculos) para  $U$  de ondas Rayleigh (a) y Love (b) medidas de terremotos. “Difference” indica el porcentaje de medidas eliminadas por tener un residuo mayor que el valor umbral, promediado para todos los periodos.



20 y 60 s. Además, el número de medidas de velocidad de ondas Love se reduce drásticamente a partir de  $\sim 50$  s. Esta distribución recuerda la del número de medidas de velocidad de ondas Love en función del periodo obtenidas con ANT, en la que el número de medidas disminuye considerablemente en los largos periodos.

### 5.1.3 Parámetros de suavizado

En la Tabla 5.1 se muestran los parámetros de suavizado ( $\alpha$ ,  $\sigma$  y  $\beta$ ) elegidos en la inversión de las medidas de velocidad de correlaciones y de terremotos para el cálculo del modelo suave y para el modelo final, tras eliminar los residuos extremos.

El parámetro  $\beta$  penaliza las zonas con baja densidad de trayectorias y homogeneiza la inversión con la velocidad media. En ambos pasos de la inversión de velocidades de ondas Rayleigh provenientes de terremotos se ha elegido  $\beta = 1$  porque la cobertura de rayos es alta en la mayor parte de la región de interés y hay suficientes datos para obtener una buena medida. Por este mismo motivo, para la inversión final de velocidad de ondas Love se ha elegido  $\beta = 10$ , dada la menor cobertura de rayos conseguida en algunas zonas de la región de inversión para este tipo de ondas. De este modo, la velocidad de las zonas con menor número de trayectorias se penaliza y se aproxima a la de referencia.

Tabla 5.1: Parámetros de suavizado de la inversión. (R: onda Rayleigh; L: onda Love)

Origen de las velocidades:	Modelo suave			Modelo final		
	$a$	$\sigma$	$\beta$	$a$	$\sigma$	$\beta$
Correlaciones	1000	400	50	500	150	10
Terremotos	2000	400	1	1000	500	1(R)/10(L)

### 5.1.4 Resolución de la tomografía

La resolución del modelo obtenido de la inversión se estima con los kernels de resolución definidos por las filas de la matriz de resolución. Cada fila es una superficie que define la resolución para cada nodo de la región de inversión. La información de la superficie de resolución se sintetiza en un parámetro escalar en cada punto: la resolución espacial. Esta resolución se define como dos veces la desviación estándar de la gaussiana 2D que mejor ajusta el kernel de resolución en cada nodo (Levshin *et al.*, 2005). Este parámetro puede ser interpretado como la distancia mínima a la cual dos anomalías con forma de delta quedan resueltas. En caso de que la desviación estándar de la gaussiana sea menor que la distancia  $l$  entre los nodos de la malla de inversión, la distancia mínima de resolución de anomalías será

2/.

La resolución de la inversión depende principalmente de la distribución de las trayectorias consideradas, tanto en cruces con diferentes acimuts, como en el número. Las distribuciones y densidades de trayectorias utilizadas en este trabajo se muestran en las Figuras 5.12 – 5.17.

Los mapas de densidad de trayectorias y de resolución de ANT de ondas Rayleigh y Love se muestran en las Figuras 5.12 y 5.13 para los diferentes periodos considerados. De acuerdo con estos resultados, las estructuras con anomalías de velocidad de ondas Rayleigh que tengan dimensiones  $\geq 250$  km quedan resueltas para México y Centroamérica. Por su parte

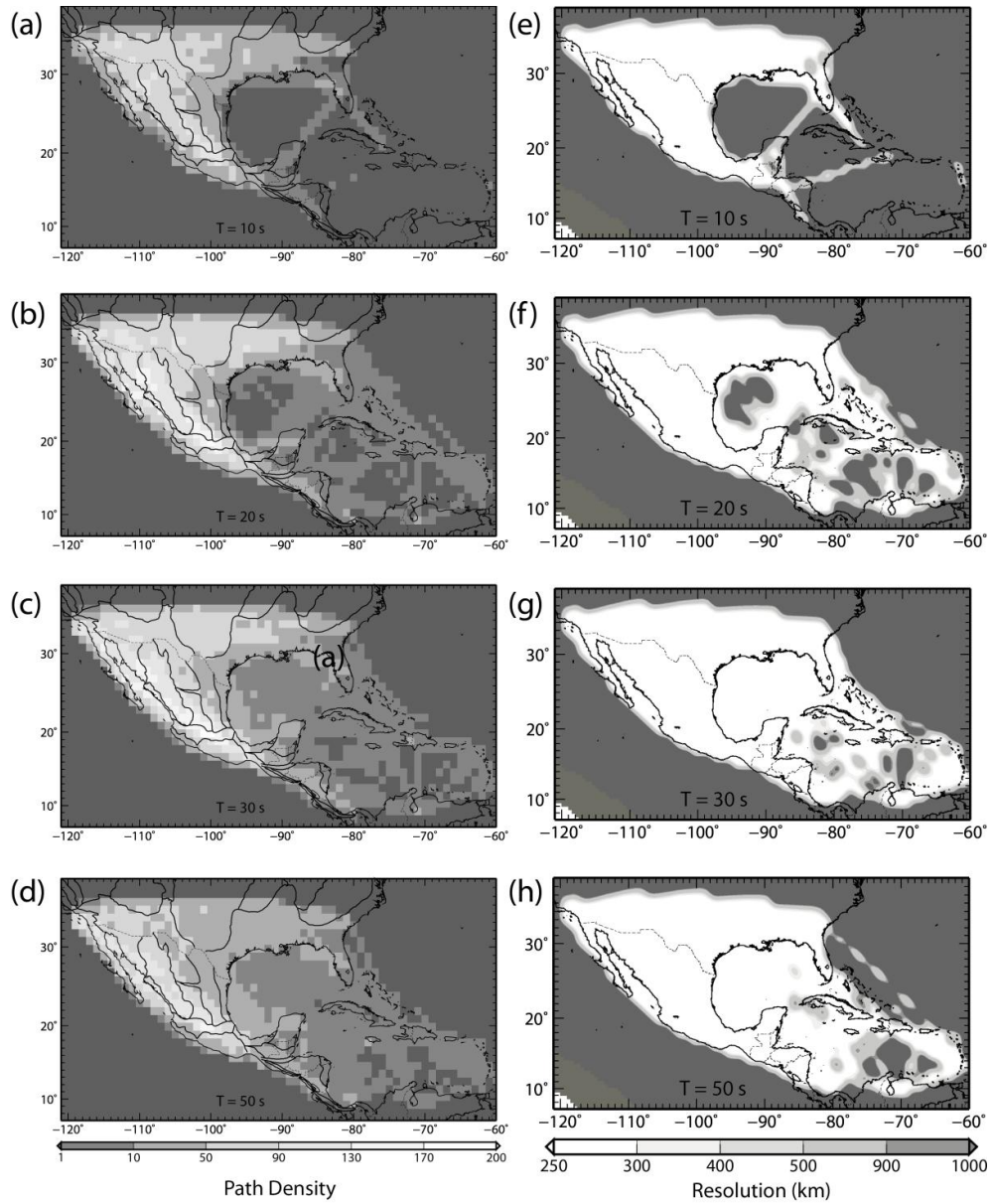


Figura 5.12: [(a)-(d)] Densidad de trayectorias (definida como el número de rayos que atraviesan cada celda de  $1^\circ \times 1^\circ$ ) de los datos utilizados en ANT para obtener los mapas de velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh para periodos de (a) 10, (b) 20, (b) 30 y (d) 50 s. [(e)-(h)] Resolución estimada en kilómetros de los mapas de velocidad de grupo y de fase a (e) 10, (f) 20, (g) 30 y (h) 50 s de periodo.

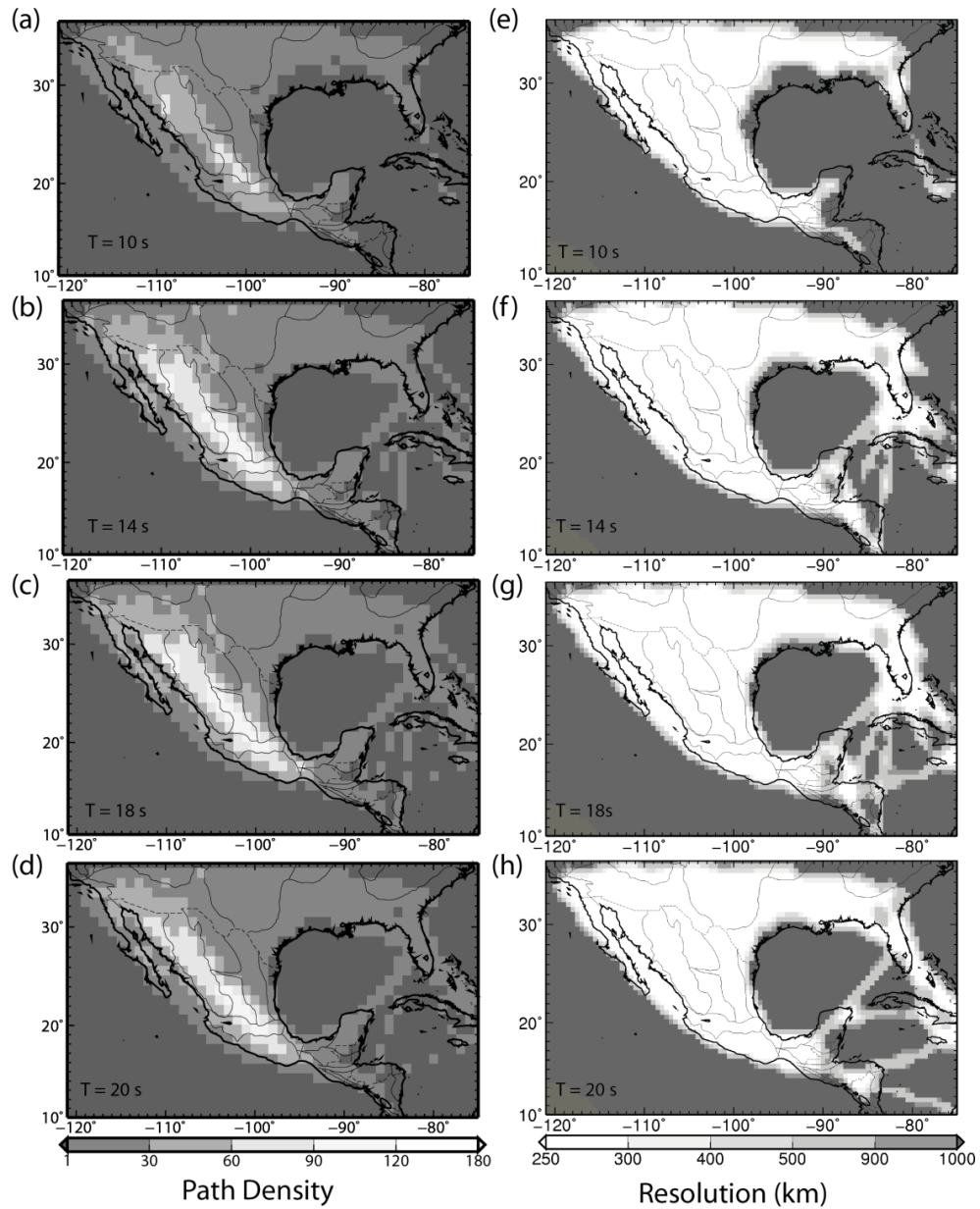


Figura 5.13: [(a)-(d)] Densidad de trayectorias (definida como el número de rayos que atraviesan cada celda de  $1^\circ \times 1^\circ$ ) de los datos utilizados en ANT para obtener los mapas de velocidad de grupo y de fase de ondas Love para periodos de (a) 10, (b) 14, (c) 18, (d) 20 s. [(e)-(h)] Resolución estimada en kilómetros de los mapas de velocidad de grupo y de fase a (e) 10, (f) 14, (g) 18 y (h) 20 s de periodo.

el golfo de México tiene una buena cobertura de rayos y resolución a partir de periodos de 30 s. Sin embargo, la estructura sísmica del Caribe, en concreto su parte este, no está resuelta con las trayectorias utilizadas en ANT. Por otro lado, para las ondas Love sólo se obtiene buena cobertura de rayos y una resolución mínima de 250 km para la zona de México. Tanto la cobertura de rayos como la resolución definen los límites de la interpretación de los mapas de velocidad obtenidos.

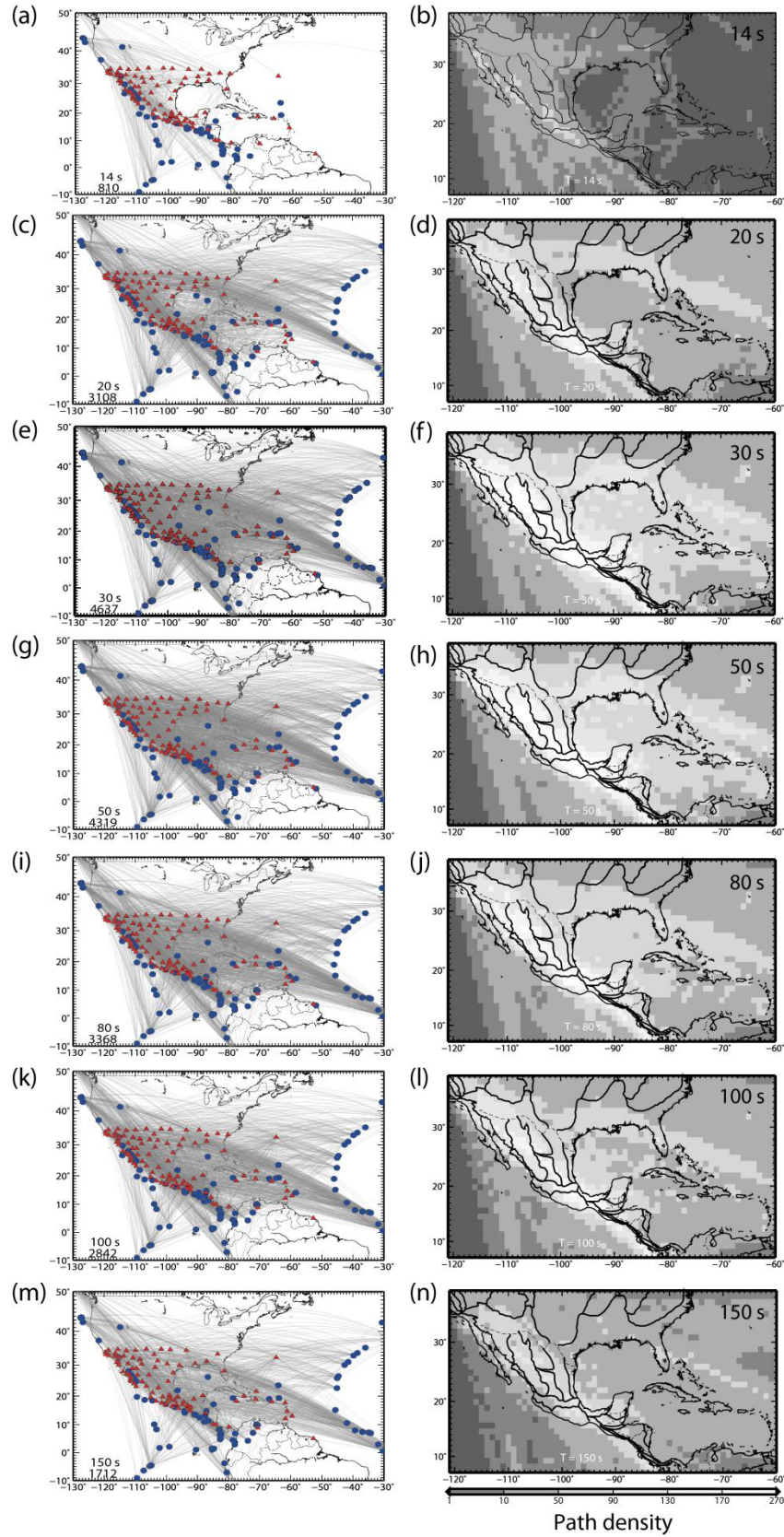


Figura 5.14: Mapas de trayectorias de rayos y densidad de trayectorias utilizadas en la tomografía a partir de terremotos de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a diferentes periodos. (a) y (b) 14 s; (c) y (d) 20 s; (e) y (f) 30 s; (g) y (h) 50 s; (i) y (j) 80 s; (k) y (l) 100 s; y (m) y (n) 150 s. Para cada periodo se indica el número total de trayectorias.



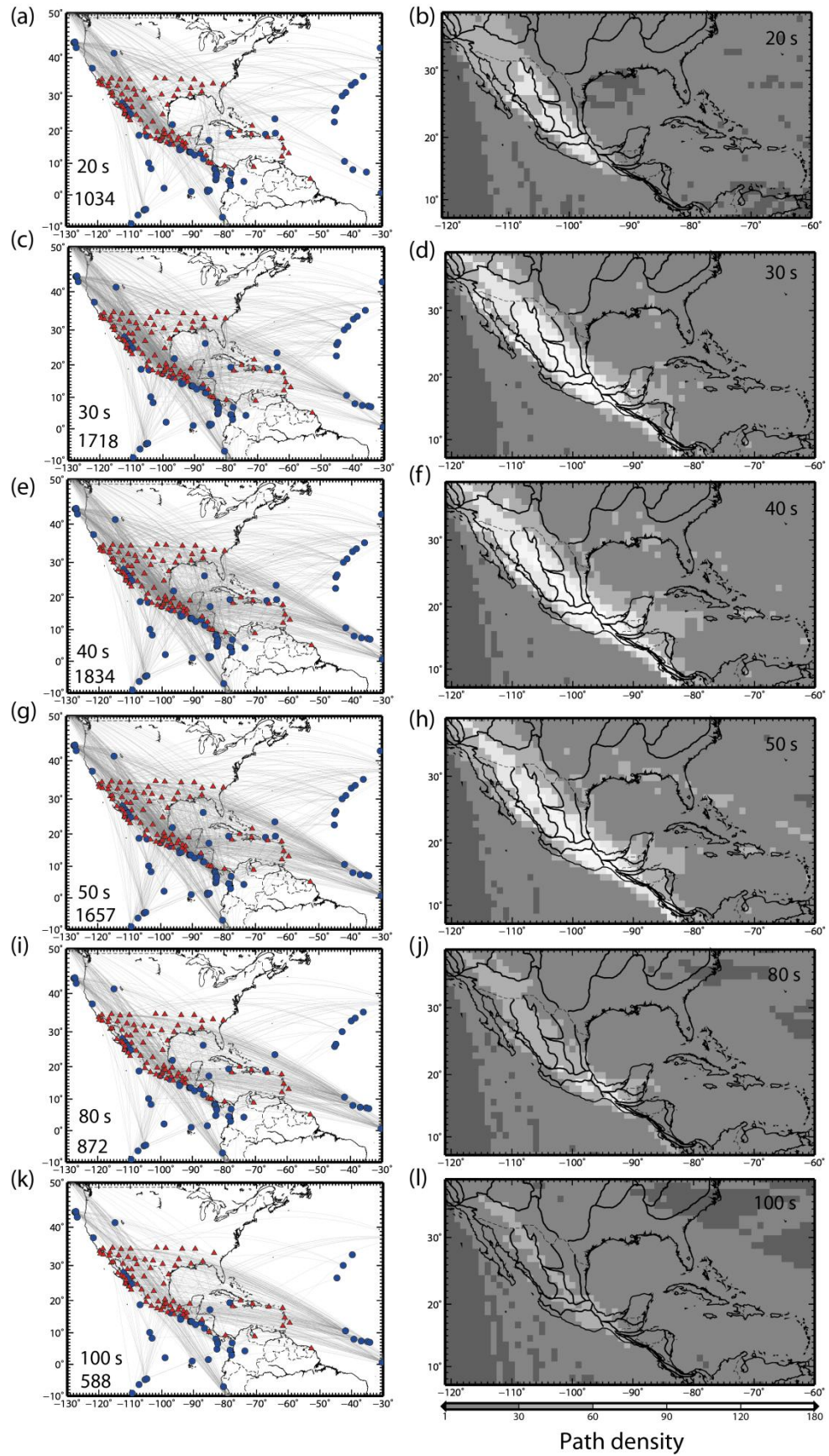


Figura 5.15: Mapas de trayectorias de rayos y densidad de trayectorias utilizadas en la tomografía a partir de terremotos de velocidad de grupo de ondas Love a diferentes periodos. (a) y (b) 20 s, (c) y (d) 30 s; (e) y (f) 40 s; (g) y (h) 50 s; (i) y (j) 80 s; y (k) y (l) 100 s. Para cada periodo se indica el número total de trayectorias.

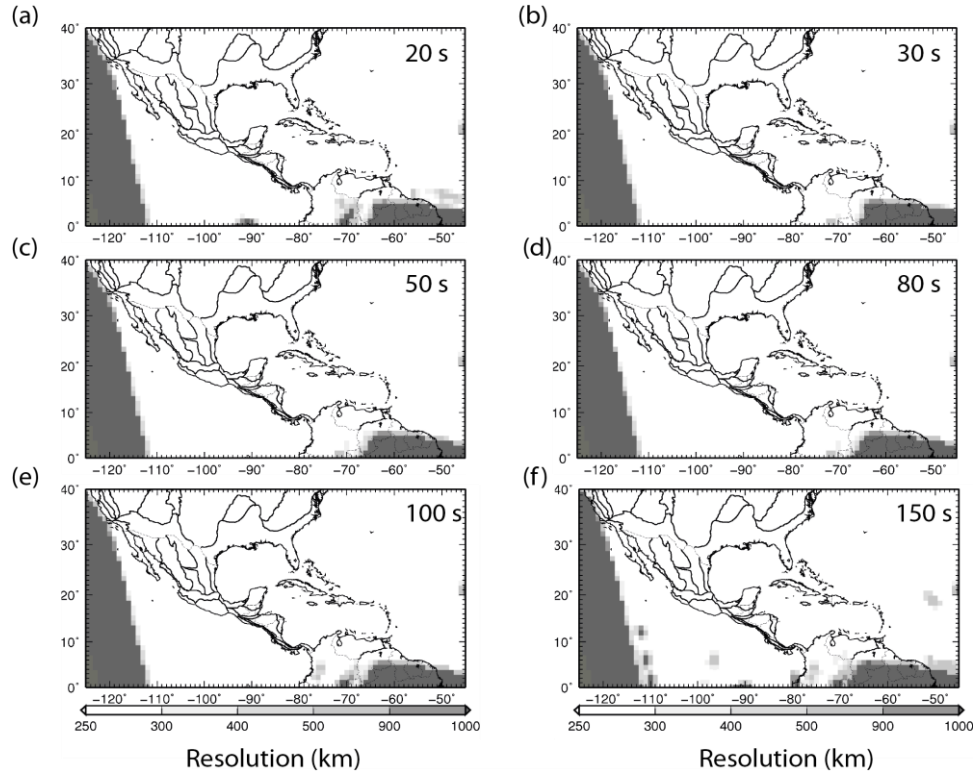


Figura 5.16: Resolución estimada en km para mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh de tomografía a partir de terremotos para periodos de (a) 20 s, (b) 30 s, (c) 50 s, (d) 80 s, (e) 100 s y (f) 150 s.

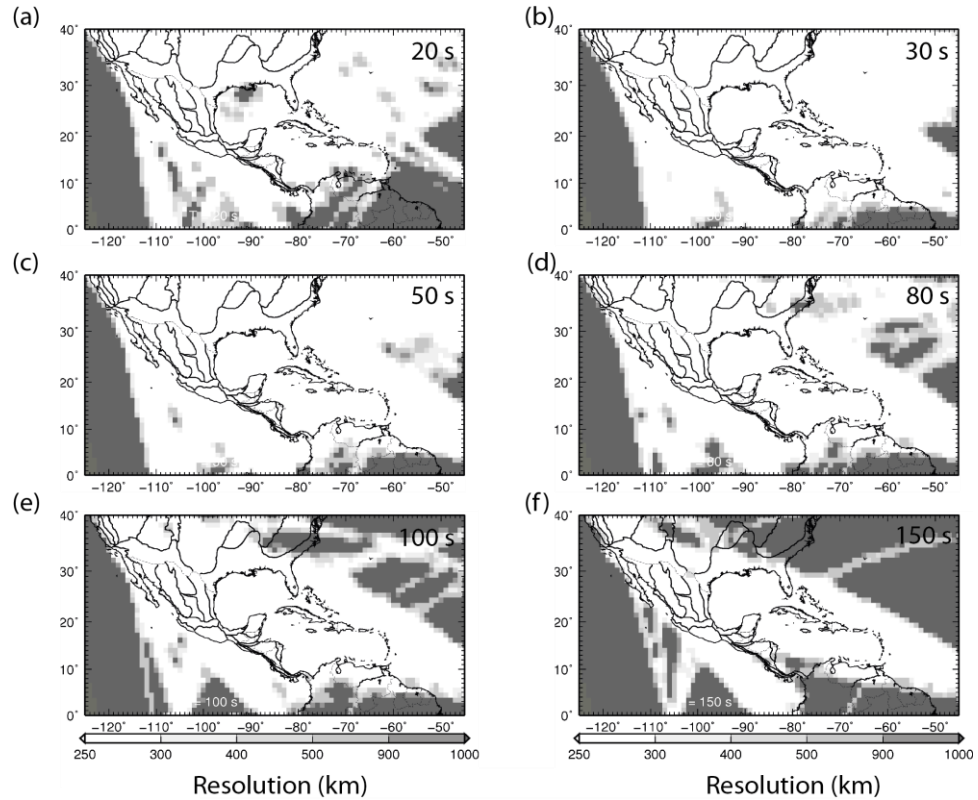


Figura 5.17: Resolución estimada en km para mapas de velocidad de grupo de ondas Love de tomografía a partir de terremotos para periodos de (a) 20 s, (b) 30 s, (c) 50 s, (d) 80 s, (e) 100 s y (f) 150 s.

En la tomografía a partir de terremotos las medidas de velocidad de grupo cubren la zona de interés de este trabajo con un número alto de trayectorias y variedad de acimuts entre 20 y 100 s para ondas Rayleigh (Figura 5.14) y desde 30 hasta 50 s para ondas Love (Figura 5.15). Tanto el número de trayectorias como la variedad de direcciones de éstas es mayor en el caso de ondas Rayleigh que Love. Esta diferencia en el número de medidas se debe en parte a que las componentes horizontales de los registros sísmicos son más ruidosas en general que las componentes verticales. A partir de 30 s y hasta 150 s la cobertura de trayectorias de velocidades de ondas Rayleigh es densa no sólo en la zona continental, sino también en el golfo de México y el Caribe. En el caso de ondas Love el golfo de México queda cubierto para periodos entre 40 y 50 s. Según estas estimaciones la resolución de la tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love en el área de interés en este trabajo tiene resoluciones menores a 400 km para todos los periodos en (Figuras 5.16 y 5.17). Sin embargo, por los límites de la teoría de rayos la dimensión mínima de las anomalías detectadas es  $\sim 400$  km para  $T < 100$  s.

#### 5.1.5 Sensibilidad de la tomografía a la distribución de fuentes y receptores

Los resultados de la tomografía dependen en gran medida de la distribución de trayectorias considerada. En este apartado se muestran algunos efectos en los mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh debidos a diferentes configuraciones de trayectorias según las estaciones consideradas y la localización de los terremotos.

En la Figura 5.18 se muestra el efecto que tiene incluir o no una estación aislada del resto de estaciones en la inversión tomográfica. Por ejemplo, considerar en la tomografía la estación BBSR genera diferencias de velocidad  $> 6\%$  respecto a los resultados obtenidos sin incluirla. Las trayectorias de BBSR atraviesan principalmente corteza oceánica y generan anomalías positivas respecto a la velocidad media. Las diferencias de velocidad se producen en regiones en las que las trayectorias de BBSR tienen pocos cruces con otras trayectorias. Esto implica que, cuando se incluyen en la inversión las trayectorias de BBSR, sus medidas de velocidad influyen significativamente en la inversión en el área que atraviesan. Las grandes diferencias de velocidad se obtienen en zonas con poca densidad de trayectorias y fuera del área de inversión con resolución  $\leq 250$  km. Por el mismo motivo, su influencia en las áreas en las que hay buena cobertura de trayectorias es mínima y no genera cambios apreciables. Dado que la única información que aporta la inclusión de BBSR en la tomografía influye sólo una zona marginal del área de inversión y que, además sus trayectorias carecen de un número significativo de cruces con otras trayectorias que participan en el cálculo de la velocidad en cada punto, se decidió no considerar los registros de esta estación en la aplicación de ANT. Por otro lado, las trayectorias aportadas por BBSR se han tenido en cuenta en la tomografía a partir de terremotos ya que atraviesan gran parte del área de



inversión y, además, tienen múltiples cruces con otras trayectorias.

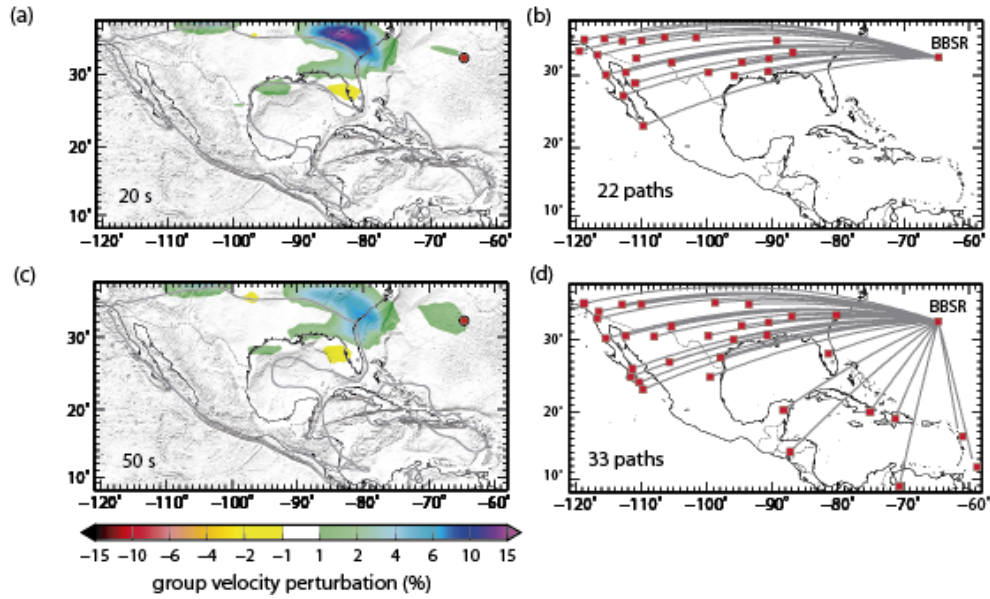


Figura 5.18: Diferencia entre la velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida con ANT con y sin la estación BBSR (su posición está marcada por un círculo rojo) para 20 s (a) y 50 s (c). La línea gris muestra el contorno de 250 km de resolución. Las figuras (b) y (c) muestran las trayectorias eliminadas de la inversión de la velocidad de grupo al no considerar las trayectorias de la estación BBSR.

Por otro lado, si se elimina una estación en la región central de la distribución de trayectorias, por ejemplo OXIG (Figura 5.19), su efecto en las velocidades genera diferencias máximas de 0.7% en el sur de la plataforma de Yucatán y en la costa noroeste de

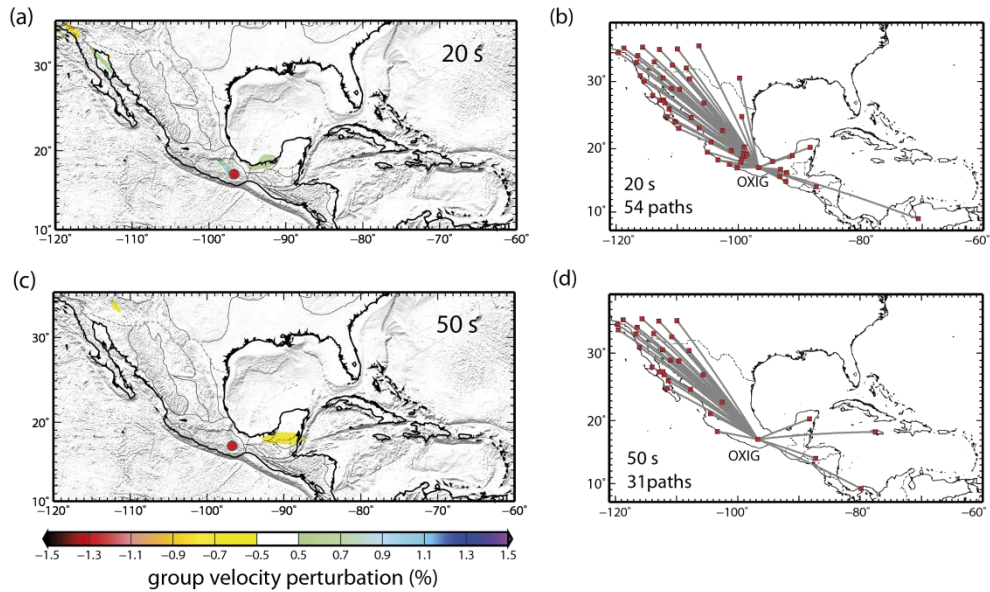


Figura 5.19: Diferencia entre la velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida con ANT con y sin la estación OXIG (su posición está marcada por un círculo rojo) para 20 s (a) y 50 s (c). La línea gris muestra el contorno de 250 km de resolución. Las figuras (b) y (d) muestran las trayectorias eliminadas de la inversión de la velocidad de grupo al no considerar las trayectorias de la estación OXIG.



Baja California, zonas dentro del área de inversión con resolución  $< 250$  km. La variación en la velocidad es menor que en el caso del ejemplo anterior, a pesar de que el número de trayectorias eliminadas es mayor para 50 s de periodo. La variación de velocidad es menor que el límite a partir del cual se interpretan las anomalías de velocidad obtenidas en este trabajo.

Esta comprobación genera fiabilidad sobre los resultados obtenidos en las zonas con buena cobertura de rayos del área de inversión, ya que los posibles errores de tiempo de una estación no modificarán significativamente, *i.e.*, diferencias  $> 1\%$ , los resultados de la tomografía.

Por su parte, las diferencias en la localización de los terremotos influyen en la medida de velocidades de ondas superficiales (Capítulo 4) y esto a su vez en los resultados de tomografía. En este apartado se calcula el efecto que tienen en la tomografía las 376 curvas de dispersión de los 10 terremotos con diferente localización considerados en el capítulo anterior (Tabla 4.1). En la Figura 5.20 se muestra la diferencia en la velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida con tomografía a partir de las curvas de dispersión calculadas con la localización del USGS y con la localización del SSN. A 20 s se observan diferencias en torno al  $\sim 2\%$  en algunas zonas localizadas principalmente a lo largo de determinadas

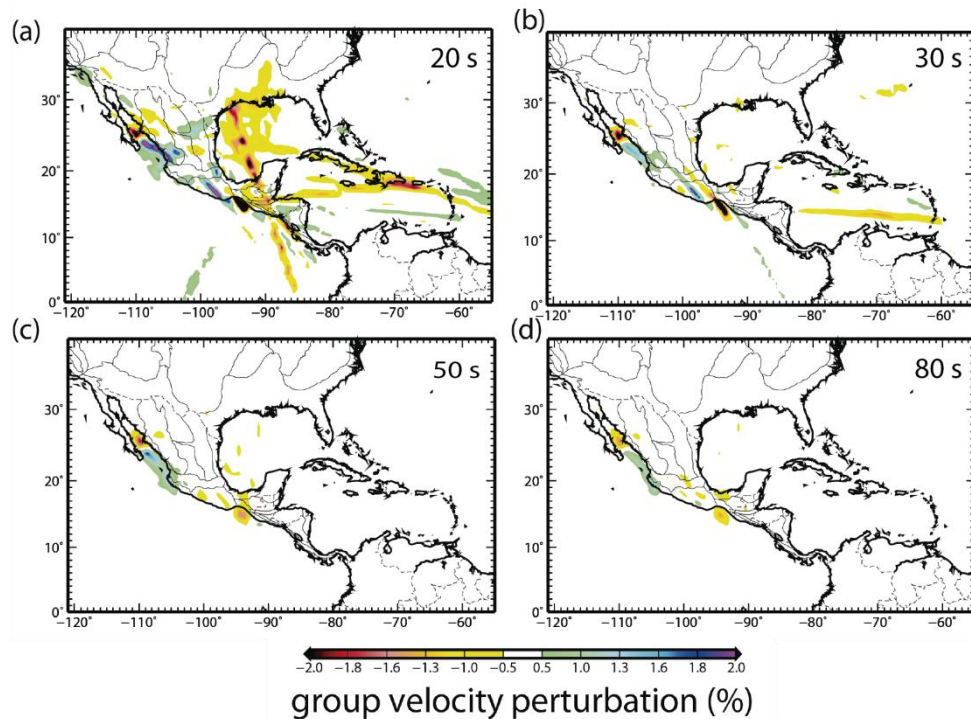


Figura 5.20: Diferencia de resultados de tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh calculadas a partir de terremotos con la localización del USGS y con la misma localización, salvo para 10 terremotos calculada por el SSN de México, para periodos de 20, 30, 50 y 80 s. Los terremotos utilizados se muestran en la Figura 1.3.

trayectorias. Para periodos mayores que 20 s las diferencias de velocidad obtenidas son  $< 1\%$  y localizadas en zonas puntuales. Las mayores diferencias obtenidas en 20 s son debidas posiblemente a las diferencias al medir la velocidad de dispersión. Este argumento está apoyado por la comprobación de la falta de medidas en este periodo para algunas de las curvas de dispersión calculadas con diferente localización. Este hecho se debe a la subjetividad del observador en el cálculo de las velocidades y a la mayor incertidumbre en la medida a periodos cortos.

En esta inversión los resultados obtenidos no están muy afectados al considerar una localización u otra debido al bajo número de curvas de dispersión calculadas de registros de terremotos con diferente localización (376), que representa un 7% frente al número total de curvas de dispersión consideradas en la tomografía (5099). Sin embargo, la localización de los terremotos, como se ha comprobado en el capítulo anterior, genera diferencias apreciables en la velocidad medida. Por este motivo, aunque en algunos casos no es posible obtener mejores localizaciones que las globales, es conveniente tener una buena localización y tiempo origen de los terremotos para no añadir más errores a la inversión tomográfica.

#### 5.1.6 Simulaciones

Para investigar los efectos de la distribución de trayectorias y de los parámetros de suavizado utilizados, se han llevado a cabo pruebas de reconstrucción del modelo con las trayectorias y parámetros de inversión utilizados en ANT y en la tomografía a partir de terremotos.

En el caso de ANT se ha generado un modelo de velocidad con cuatro anomalías de tamaño  $2^\circ \times 2^\circ$  y de valor del 6% respecto a la velocidad media en zonas representativas de la región del modelo. Se han invertido las curvas de dispersión con los mismos parámetros de suavizado que los utilizados con los datos. El tamaño de las anomalías obtenidas es ligeramente mayor que el de las originales para 10, 20 y 50 s de periodo (Figura 5.21). En México continental existe un predominio de trayectorias con dirección NO-SE (Figura 5.12). A pesar de esto, se observa poca desfiguración (smearing) en la reconstrucción de las anomalías en esa zona y a lo largo de esa dirección, lo que sugiere que la cantidad de trayectorias que se cruzan es suficiente para reducir este efecto. Las anomalías de velocidad en el golfo de México y península de Florida sólo se recuperan para  $T = 50$  s y  $T = 20$  s, respectivamente, pero con valores  $< 1\%$ . Teniendo en cuenta estos resultados, la estructura de velocidad en el golfo de México queda indeterminada con ANT para la distribución de estaciones que se utiliza en este trabajo.

En el caso de la tomografía a partir de terremotos se ha generado un modelo de velocidad con cuatro anomalías de tamaño  $3^\circ \times 3^\circ$  y de anomalía de velocidad respecto a la velocidad media del 8% en zonas representativas de la región del modelo. Se invierten las curvas de

dispersión con los mismos parámetros de suavizado que los utilizados con los datos para periodos de 30, 80 y 100 s (Figura 5.22). Se recobran las cuatro anomalías simuladas para todos los periodos, aunque, según aumenta el periodo, el valor de la anomalía reconstruida disminuye. Las anomalías del golfo de México y el oeste de la península de Florida se han extendido un poco en el espacio. En cambio, las dos anomalías dentro del continente, muestran desfiguración en la dirección NNO-SSE entre ellas pero de pequeña amplitud, con valores  $\leq 1\%$ .

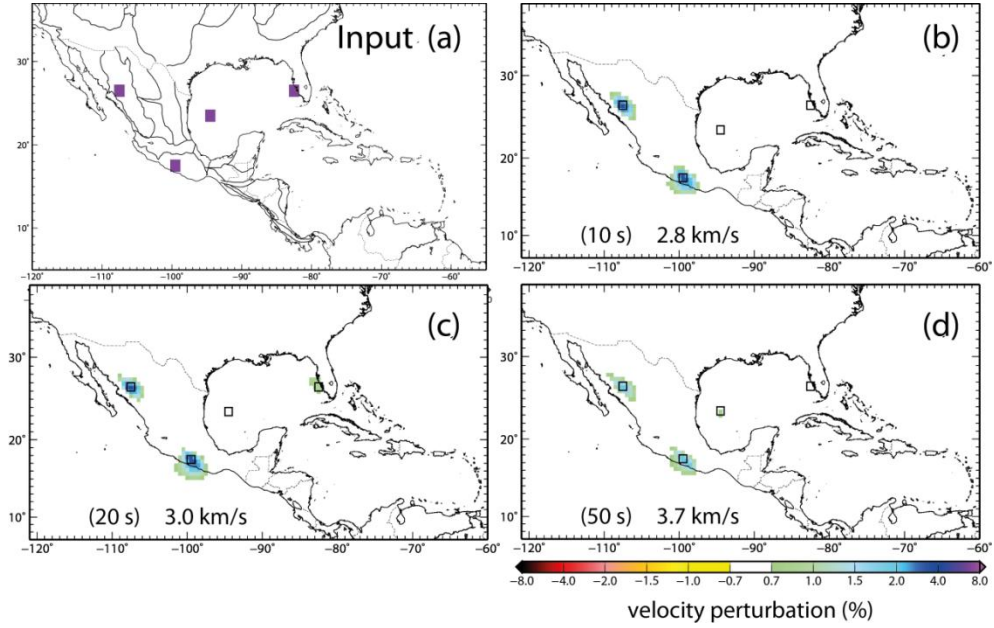


Figura 5.21: Prueba de reconstrucción sintética de cuatro anomalías con la distribución de trayectorias y parámetros utilizados en ANT. El tamaño de las anomalías es  $2^\circ \times 2^\circ$  y la magnitud es 6% respecto a la velocidad media. (a) Modelo sintético de entrada, (b) reconstrucción para 10 s, (c) reconstrucción para 20 s y (d) reconstrucción para 50 s. El valor de la velocidad de referencia está indicado en cada panel.

## 5.2 Inversión de las velocidades de grupo y de fase para obtener $v_s$

Como se ha comentado en el capítulo anterior, las velocidades de grupo y de fase de las ondas superficiales están relacionadas con las velocidades de la onda P, de la onda S y con la densidad del medio:

$$c, U = f(v_p, v_s, \rho) \quad (5.14)$$

La relación de las velocidades de las ondas superficiales ( $U$  y  $c$ ) con la estructura sísmica de la Tierra no es lineal. Por lo tanto, los valores de  $v_p$ ,  $v_s$  y  $\rho$  calculados a partir de curvas de dispersión no son únicos. En general las velocidades de las ondas superficiales son principalmente sensibles a la velocidad de la onda S. Por este motivo, normalmente se calcula sólo  $v_s$  a partir de la velocidad de las ondas superficiales y  $v_p$  y  $\rho$  se estiman a partir

de  $v_s$ .

Para calcular la velocidad de la onda S se utilizan métodos de inversión que buscan el modelo de  $v_s$  que mejor ajusta las velocidades observadas de las ondas superficiales. La búsqueda del modelo óptimo consiste en generar velocidades de grupo y de fase con diferentes modelos de  $v_s$  que se comparan con las observadas y se realiza un proceso iterativo en el que se ajustan los parámetros del modelo de Tierra para minimizar la diferencia entre las velocidades observadas y las calculadas. La inversión no genera una única solución, sino múltiples soluciones. El espacio de posibles soluciones lo componen aquellas cuyo desajuste es menor o igual a un criterio máximo. La solución que ajusta mejor las medidas teóricas con las observadas y, desde el punto de vista del algoritmo de inversión, es el mínimo absoluto, se elige como modelo óptimo.

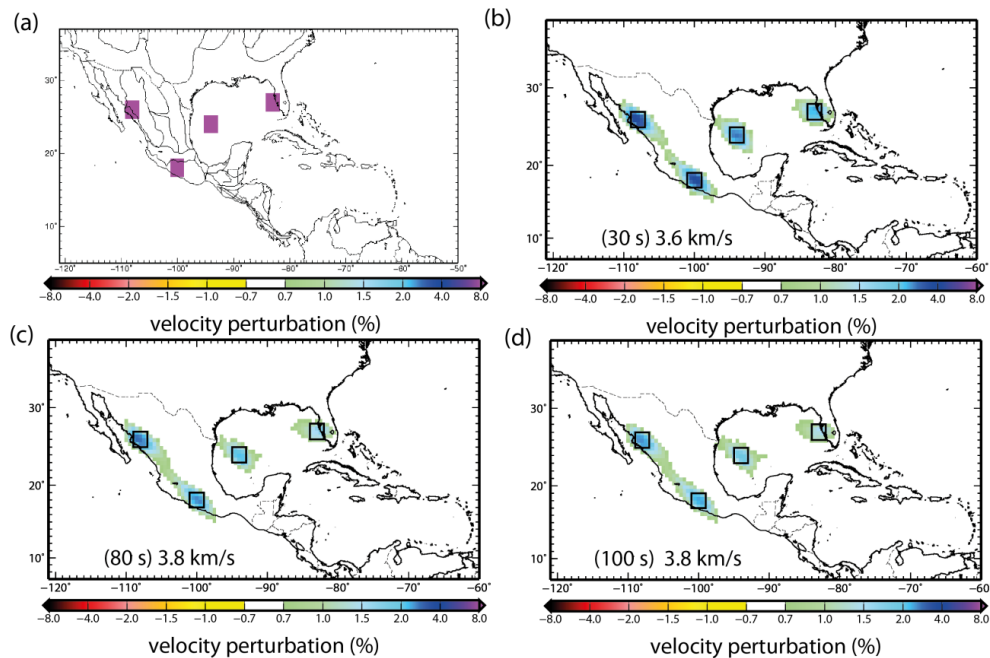


Figura 5.22: Prueba de reconstrucción sintética de cuatro anomalías con la distribución de trayectorias y parámetros utilizados en la tomografía a partir de terremotos. El tamaño de las anomalías es  $3^\circ \times 3^\circ$  y la magnitud es 8% respecto a la velocidad media. (a) Modelo sintético de entrada, (b) reconstrucción para 30 s, (c) reconstrucción para 80 s y (d) reconstrucción para 100 s. El valor de la velocidad media está indicado en cada panel.

Con la finalidad de acotar el espacio de posibles soluciones se utilizan diferentes observables relacionados con la estructura sísmica que se invierten simultáneamente para obtener un modelo que ajuste todos ellos. Por ejemplo, para delimitar la dependencia con la densidad y tener más información en las capas más someras se combinan medidas gravimétricas con medidas de ondas superficiales. En otros trabajos se combinan resultados de funciones receptoras, que son sensibles a cambios de velocidad en la dirección vertical, con medidas gravimétricas y de velocidad de ondas superficiales. En este estudio se aplica una inversión

simultánea de velocidades de grupo y de fase del modo fundamental de ondas superficiales.

El modelo de Tierra obtenido está limitado por la parametrización elegida. La parametrización del medio restringe los resultados obtenidos de la inversión y debe adaptarse a los observables disponibles y a la información que se pueda extraer de ellos.

Además de una parametrización adecuada conviene utilizar un algoritmo de inversión que busque soluciones en todo el espacio de posibilidades e identifique mínimos globales frente a locales. Los algoritmos de optimización global (*e.g.*, *simulated annealing*, algoritmos genéticos, etc.) han mejorado la identificación de mínimos globales frente a los algoritmos de optimización convencionales que buscan el mínimo con procesos iterativos siempre descendentes, como Newton-Raphson, Davidon-Fletcher-Powell, etc. (Goffe *et al.*, 1994).

En esta tesis la inversión se realiza con el método de inversión de Iglesias *et al.* (2010) que resuelve el problema directo con las subrutinas de los programas de Herrmann (1987) y el problema inverso con el algoritmo *simulated annealing* (Goffe, 1996). Este programa se ha modificado para invertir simultáneamente la velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh.

### 5.2.1 Problema directo

El problema directo consiste en calcular en cada punto geográfico las curvas de dispersión  $\mathbf{v}$ , es decir, las velocidades de las ondas superficiales (Rayleigh o Love) para cada periodo, generadas a partir de un modelo sísmico de tierra  $\mathbf{m}$ . Este problema se puede sintetizar en la siguiente expresión:

$$\mathbf{v} = \mathcal{F}(\mathbf{m}) \quad (5.15)$$

El modelo sísmico del medio está descrito por:

$$\mathbf{m} = [c_{ijkl}(z), \rho(z), Q(z)] \quad (5.16)$$

Donde  $z$  es la profundidad,  $c_{ijkl}(z)$  es el tensor elástico,  $\rho(z)$  es la densidad y  $Q(z)$  es el factor de calidad que describe la atenuación anelástica del medio.

Las curvas de dispersión se generan en la propagación de las ondas superficiales por un modelo de tierra  $\mathbf{m}$ . En cada punto geográfico, las curvas de dispersión extraídas de los mapas de velocidad componen el vector  $\mathbf{v}$ :

$$\mathbf{v} = [U^{R/L}(\omega), c^{R/L}(\omega)] \quad (5.17)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular. Los índices R y L indican ondas Rayleigh y Love, respectivamente. El tensor elástico  $c_{ijkl}(z)$  define las propiedades materiales de un medio y

es un tensor de cuarto orden con 21 términos independientes que relacionan los 9 elementos del tensor de deformación con los 9 del tensor de esfuerzo. En un sólido isótropo queda determinado por dos módulos elásticos independientes, por ejemplo, los parámetros de Lamé  $\lambda$  y  $\mu$ . El parámetro  $\lambda$  no tiene explicación física, pero puede expresarse en términos del módulo elástico de compresibilidad  $\kappa$ :

$$\lambda = \kappa - \frac{2}{3}\mu \quad (5.18)$$

El parámetro de rigidez  $\mu$  es idéntico al módulo de cizalla.

El problema directo puede resolverse con diferentes algoritmos y en este trabajo se utiliza la subrutina SURFACE85 de (Herrmann, 1987). Esta subrutina calcula la velocidad de grupo y de fase de ondas superficiales a partir de un modelo de velocidades de las ondas internas. Los datos de entrada de la subrutina son la velocidad de ondas P y S, la densidad, el factor de atenuación  $Q$  de las ondas P y S y el espesor de cada una de las capas. La subrutina calcula los kernels de sensibilidad de las velocidades de las ondas superficiales para un medio con capas con diferente  $v_p$ ,  $v_s$  y  $\rho$ . Los kernels muestran la respuesta de la velocidad de la onda superficial ( $c$  o  $U$ ) ante cambios en la velocidad de la onda de cizalla  $v_s$  a diferentes profundidades. La dependencia de la velocidad de las ondas superficiales con la velocidad  $v_s$  utilizada en este algoritmo sigue el desarrollo teórico de *Keilis-Borok et al.* (1989). Las derivadas parciales de las velocidades de grupo y de fase respecto a las velocidades de las ondas internas P y S para un medio con capas de velocidad y densidad constantes vienen descritos por:

$$\begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial v} = & \frac{\partial U_o}{\partial v} \left( \frac{U}{U_o} - \frac{U_o}{c_o} \left( \frac{c - c_o}{c_o} \right) + \frac{2\gamma U_o}{\pi\omega} \right) \\ & + \frac{\partial c_o}{\partial v} \frac{U}{c_o} \left( -2 \frac{2\gamma U_o}{\pi\omega} + \frac{U_o}{c_o} \frac{1}{\pi Q_v} \right) \\ & + \left( 2 - \frac{U_o}{c_o} \right) \left[ \frac{1}{\pi Q_v} \ln \left( \frac{\omega}{\omega_r} \right) - \left( \frac{c - c_o}{c_o} \right) \right] + \frac{U_o}{c_o} \left( \frac{c - c_o}{c_o} \right) \end{aligned} \quad (5.19)$$

$$\frac{\partial c}{\partial v} = \frac{\partial c_o}{\partial v} \left( 1 + \frac{1}{\pi Q_v} \ln \left( \frac{\omega}{\omega_r} \right) \right) \quad (5.20)$$

Donde  $v$  indica la velocidad de la onda P o de la S, el subíndice  $o$  representa el valor del parámetro en el modelo elástico puro,  $\omega_r$  es una frecuencia angular de referencia,  $Q_v$  es el factor de calidad de la onda P o S y  $\gamma$  es el factor de atenuación anelástica de las ondas

superficiales y se calcula según:  $\gamma = \frac{\omega}{2QU}$ .

El desarrollo teórico para obtener las ecuaciones (5.19) y (5.20) está descrito en detalle en el manual anexo a los programas de (Herrmann, 1987) y accesible en la siguiente dirección: [http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc\\_cps/TUTORIAL/SWKERNELS](http://www.eas.slu.edu/eqc/eqc_cps/TUTORIAL/SWKERNELS).

Los kernels de sensibilidad varían según el modelo a partir del cual se calculan, pero en general los periodos largos son sensibles a profundidades mayores (Figura 5.23). Dado un periodo, la velocidad de fase es sensible a profundidades mayores que la velocidad de grupo. Por ejemplo, el kernel de la velocidad de fase para 25 s tiene el máximo de sensibilidad a profundidades similares que el de velocidad de grupo para 40 s. A su vez, los kernels de la velocidad de grupo son más complicados que los de la velocidad de fase e incluso tienen dependencias negativas y positivas a diferentes profundidades para determinados periodos. Por último, para ambos tipos de velocidad, U y c, las ondas Rayleigh son sensibles a estructuras más profundas que las ondas Love para un mismo periodo. En la Figura 5.23 se muestran los kernels de sensibilidad de las velocidades de grupo y de fase de ondas Rayleigh y Love para un modelo típico de corteza continental.

### 5.2.2 Problema inverso

El algoritmo *simulated annealing* pertenece a los algoritmos de optimización global y utiliza reglas de decisión probabilísticas para encontrar el mínimo global. Su base se encuentra en la termodinámica y la mecánica estadística donde se estudia la energía térmica de un sistema y su ordenación atómica. La descripción del enfriamiento paulatino de un metal motiva el concepto del algoritmo. Tras un enfriamiento lento (*annealing*) el metal llega a un estado de baja energía y máximo ordenamiento atómico. Las fluctuaciones energéticas aleatorias inherentes en el proceso de enfriamiento permiten al sistema escapar de mínimos locales de energía para alcanzar un mínimo global. En el caso de que el enfriamiento sea demasiado rápido, el sistema podría estancarse en un mínimo local de energía, y, una vez enfriado por completo, contendría más energía que el metal cristalizado lentamente (*annealed*). *Simulated annealing* intenta minimizar un análogo de un sistema energético, normalmente minimizando una función multidimensional. En esta minimización se parte de una temperatura y se disminuye su valor paulatinamente hasta alcanzar el mínimo de la función. Este algoritmo de optimización es más robusto que los algoritmos clásicos, básicamente porque realiza menos asunciones sobre la función a minimizar (Goffe, 1996). La primera característica de robustez es que está diseñado para funciones con múltiples mínimos. La segunda consiste en que el mínimo de la función se busca con movimientos que incrementan y disminuyen el valor de la función evaluada, tal y como el análogo metálico trata de evitar quedar atrapado en un mínimo energético local. La desventaja de este algoritmo es el tiempo de cómputo,

pero con los avances en la velocidad de cálculo de los ordenadores esta desventaja se compensa por la robustez del método.

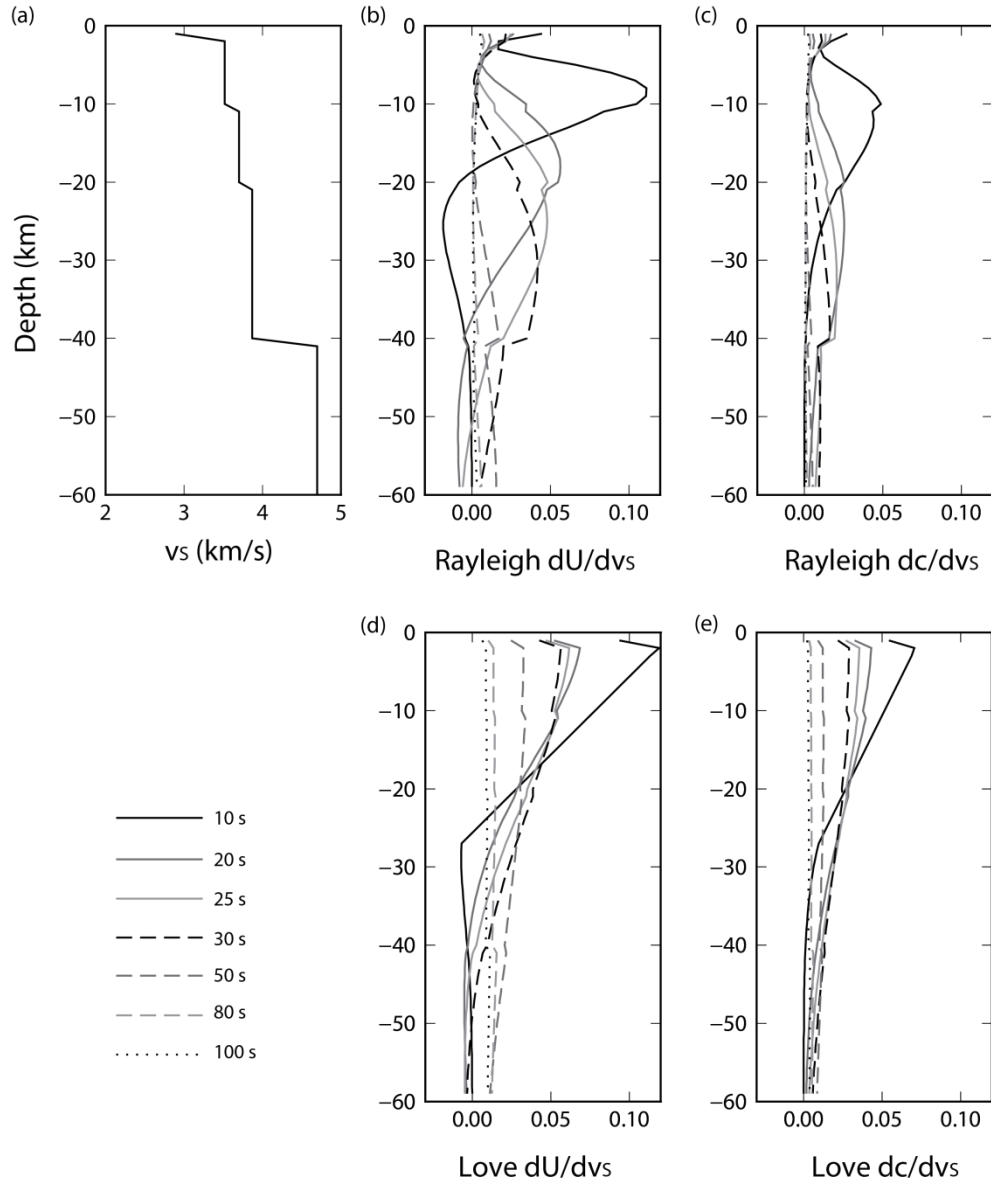


Figura 5.23: (a) Modelo de velocidad CUS (Estados Unidos central) con el que se han calculado los kernels de sensibilidad de la velocidad de las ondas superficiales respecto de  $v_s$  con *srfer96* (Herrmann, 1987). [(b)-(d)] Kernels de sensibilidad de velocidad de ondas superficiales para 10, 20, 25, 30, 50, 80 y 100 s de periodo (b) Kernels de velocidad grupo de ondas Rayleigh. (c) Kernels de velocidad de fase de ondas Rayleigh. (d) Kernels de velocidad de grupo de ondas Love. (e) Kernels de velocidad de fase de ondas Love.

La base teórica de este algoritmo se basa en la mecánica estadística con la que se puede describir la física que rige las propiedades de grandes cantidades de átomos porque para un elevado número de átomos sólo será observado experimentalmente el comportamiento más probable del sistema en equilibrio a una temperatura dada. Suponiendo que la posición de los átomos que conforman el sistema está dada por  $\{\mathbf{x}\}$ , y que el comportamiento



observable está determinado por el promedio de pequeñas fluctuaciones en torno al comportamiento medio del sistema, la probabilidad de ocurrencia de cada configuración está dictada por el factor de probabilidad de Boltzmann:

$$P(\{\mathbf{x}\}) = \exp\left(-E(\{\mathbf{x}\})/k_B T\right) \quad (5.21)$$

Donde  $E(\{\mathbf{x}\})$  es la energía de la configuración,  $k_B$  es la constante de Boltzmann y  $T$  es la temperatura del sistema. Conforme disminuye la temperatura la distribución probabilística de Boltzmann se colapsa hacia la parte del dominio correspondiente a los estados de menor energía (Figura 5.24) (Kirkpatrick *et al.*, 1983).

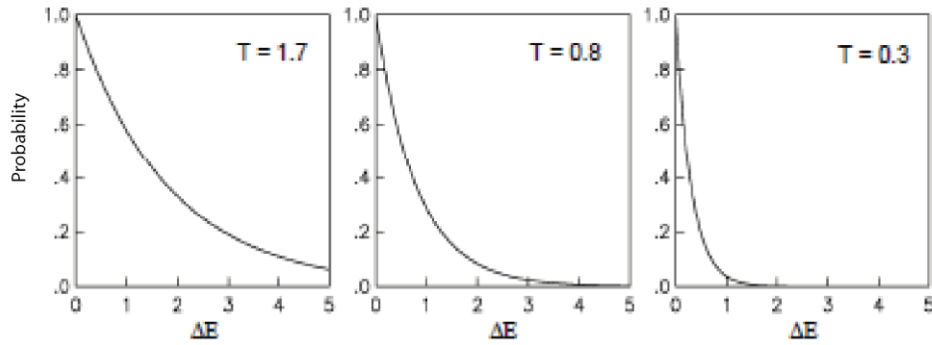


Figura 5.24: Funciones probabilísticas de Boltzmann para diferentes temperaturas. Al decrecer la temperatura la curva se colapsa hacia la parte de menor energía. Esto implica que, conforme disminuye la temperatura, únicamente las configuraciones que presenten un incremento pequeño en la energía del sistema serán aceptadas. *Extraído de Cruz Atienza (2000).*

La analogía entre la disminución de temperatura y la configuración atómica de un sistema se puede realizar con el algoritmo de Metrópolis (Metropolis *et al.*, 1953) que puede simular dicha configuración a una temperatura dada. Con este propósito, dicho algoritmo desplaza en cada paso a un átomo una distancia aleatoria y pequeña. La nueva posición  $\mathbf{x}'$  es arbitraria y está definida por:

$$\mathbf{x}' = \mathbf{x} + r \cdot \mathbf{v} \quad (5.22)$$

Donde distancia de avance  $\mathbf{v}$  es variable para cada átomo y adaptable al algoritmo de búsqueda del mínimo. La longitud  $|\mathbf{v}|$  está modulada por un número arbitrario  $r$  designado de manera aleatoria con posibles valores entre -1 y 1.

Este desplazamiento provoca un cambio  $\Delta E$  en la energía total del sistema que es evaluado. Si  $\Delta E$  es menor o igual a cero, el desplazamiento del átomo es aceptado y la configuración

resultante es tomada como la nueva configuración inicial. En el caso en que  $\Delta E$  es mayor que cero, es decir, hay un incremento de energía en el sistema, la probabilidad con la que será o no aceptado el desplazamiento está determinada por la siguiente ecuación:

$$P(\Delta E) = \exp\left(-\Delta E/k_B T\right) \quad (5.23)$$

Esta ecuación es muy parecida a la definición del factor de probabilidad de Boltzmann ecuación (5.21). Para saber si es o no admitido el cambio de posición que implica un aumento de la energía del sistema, se elige un número aleatorio  $p'$  entre cero y uno y se compara con el valor de probabilidad correspondiente a ese  $\Delta E$ . Si dicho número es menor se admite el desplazamiento y se toma la nueva configuración como la inicial; si es mayor, no se admite el desplazamiento y se regresa a la configuración que tenía antes del movimiento. Esta criba en la selección de movimientos que aumentan la energía del sistema se denomina el criterio de Metrópolis y ofrece la posibilidad de salir de mínimos locales. Este proceso se repite sucesivamente y simula el movimiento térmico de los átomos del sistema a una temperatura dada.

Haciendo la analogía a un problema de inversión, se podrían considerar los átomos mencionados como los parámetros del modelo en el problema inverso y a la energía del sistema para una configuración cualquiera como la función de desajuste asociada al conjunto de parámetros  $\mathbf{x}$ . De esta manera se pueden generar diversas configuraciones (combinaciones de parámetros) para una temperatura  $T$  del proceso. La temperatura es simplemente un parámetro de control que lo único que determina es la forma de la distribución de Boltzmann (Figura 5.24). Para alcanzar el estado de mínima energía y máximo ordenamiento se debe disminuir la temperatura lentamente para mantener un estado cuasiestático. En términos matemáticos equivale a que el sistema se encuentra en estados infinitesimalmente alejados del estado de equilibrio térmico.

La estructura básica del algoritmo consta de tres ciclos anidados (Figura 5.25).

En el ciclo interno se calcula el problema directo, se compara el resultado con las observaciones y se determina un valor de desajuste  $\Delta E$ . Si  $\Delta E$  es menor que en la iteración anterior se eligen los valores actuales como punto de partida en la búsqueda de nuevas soluciones que minimicen  $\Delta E$ . En el caso en el que el desajuste sea mayor se utiliza el criterio de Metrópolis anteriormente descrito para determinar si se elige o se descarta la solución actual. El nuevo punto de evaluación de cada parámetro  $i$  que describe el sistema está determinado por la longitud de paso  $v_i$  modulada por un número aleatorio  $r$  según la ecuación (5.22). Este proceso se repite  $N_s$  veces determinadas por el usuario para los  $N$  parámetros. En las iteraciones del ciclo interno la longitud del vector de paso  $\mathbf{v}$  y la

temperatura son constantes, no obstante la distancia de la búsqueda del nuevo punto de evaluación varía en cada iteración y para cada parámetro al depender del número aleatorio  $r$ .

En el ciclo intermedio la longitud del paso  $\mathbf{v}$  se ajusta de modo automático tras  $N \times N_S$  iteraciones del ciclo interno. Las componentes de este vector toman un valor según el cual la mitad de todas las evaluaciones de la función son aceptadas. En este ciclo el algoritmo evalúa el número de aceptaciones de nuevas configuraciones del sistema y el número de iteraciones realizadas. En el caso en que el número de aceptaciones sea mayor que la mitad de las evaluaciones, la longitud de  $\mathbf{v}$  aumenta para ampliar el espacio de búsqueda a nuevas

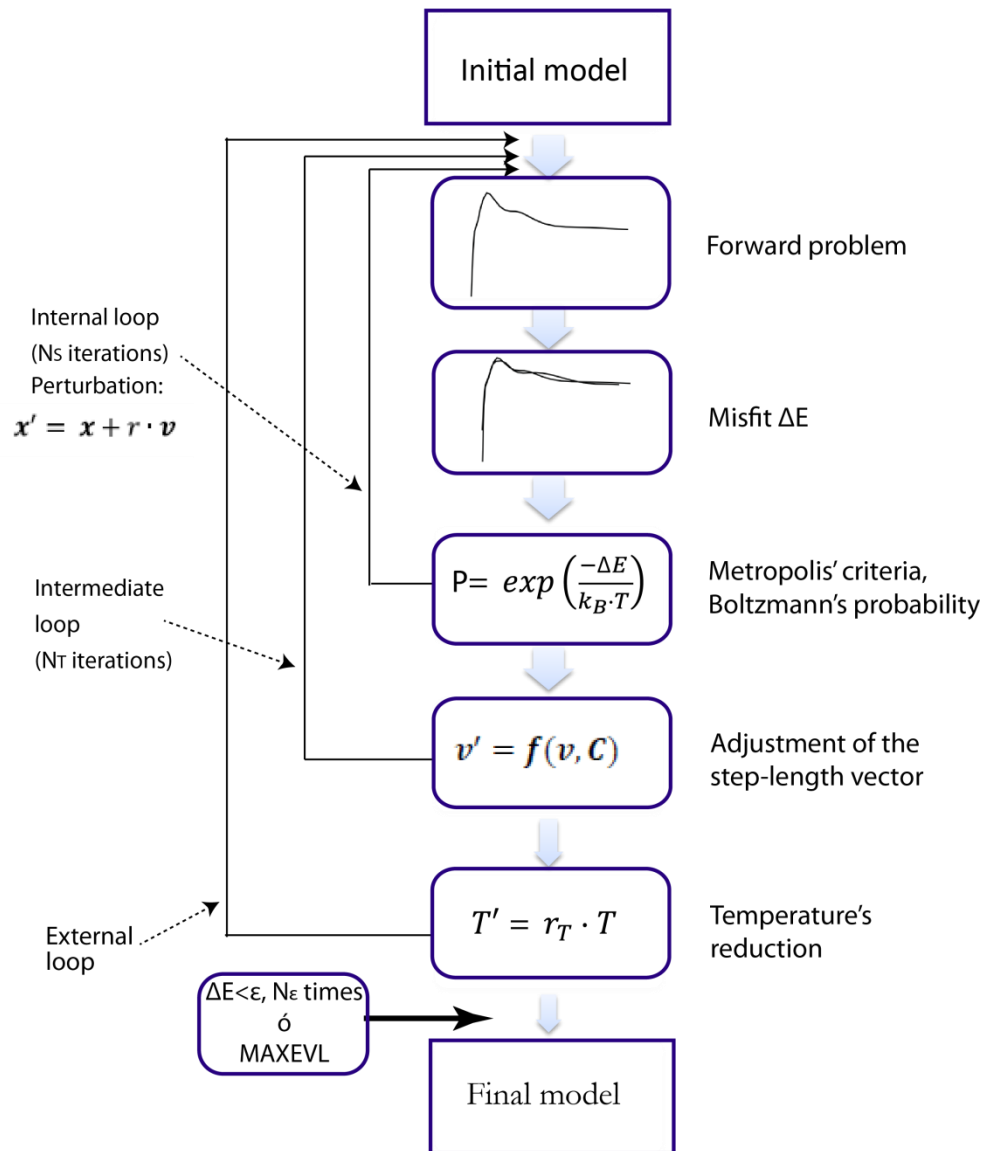


Figura 5.25: Diagrama de flujo del algoritmo *simulated annealing*. Se distinguen los tres ciclos principales que son: la reducción de la temperatura, el ajuste de la longitud del vector de búsqueda y la asignación de la probabilidad de elección del nuevo estado en el caso en que incremente la energía del sistema. El significado de los parámetros mostrados está explicado en el texto.

posibilidades de configuración. Por el contrario, si el número de aceptaciones es menor que la mitad de las evaluaciones realizadas, se reduce la longitud de  $\mathbf{v}$  para limitar el espacio de búsqueda a configuraciones con mayores posibilidades de aceptación. La longitud del vector de búsqueda inicial  $\mathbf{C}$  la establece el usuario. Sin embargo, su valor no influye en los resultados obtenidos dado que se ajusta automáticamente en el proceso de búsqueda del mínimo global según las evaluaciones y aceptaciones que se obtienen. El ajuste de  $\mathbf{v}$  se repite  $N_T$  iteraciones para una temperatura determinada.

El ciclo externo consiste en reducir lentamente el valor de la temperatura y, por consiguiente, disminuir las posibilidades de aceptación de configuraciones que aumentan la energía del sistema  $\Delta E$  con el criterio de Metrópolis (5.23). Según esto, el número de rechazos aumenta, se reduce la longitud del vector de búsqueda para contrarrestarlo, y el algoritmo se centra en el área más prometedora de optimización. El valor de la temperatura se reduce un factor  $r_T$  constante entre 0 y 1:

$$T' = r_T \cdot T \quad (5.24)$$

El valor inicial de la temperatura  $T$ , su factor de reducción  $r_T$  y el número de iteraciones  $N_T$  tras las cuales se reduce su valor se eligen según el problema del que se trate.

La búsqueda del mínimo global finaliza bajo dos casos: Una de las situaciones es que  $\Delta E$  sea menor que un valor de tolerancia  $\epsilon$  en las  $N_\epsilon$  últimas reducciones de temperatura. El segundo motivo de finalización del algoritmo es que se realicen un número máximo de evaluaciones de la función, determinadas por el parámetro  $MAXEVL$ . La tolerancia  $\epsilon$ , el número de iteraciones  $N_\epsilon$  y de evaluaciones máximas  $MAXEVL$  los determina el usuario.

Los principales parámetros de entrada elegidos por el usuario y ajustados al problema que se vaya a resolver se listan en la Tabla 5.2.

Hay que realizar una calibración del algoritmo para cada problema variando el valor de los parámetros. Es necesario un valor de temperatura inicial que genere longitudes de paso que cubran todo el espacio de posibles soluciones. Los valores iniciales de las variables de la función a optimizar y del vector de paso,  $\mathbf{x}$  y  $\mathbf{v}$ , tienen poca influencia en el algoritmo. *Simulated annealing* adapta el valor de  $\mathbf{v}$  para que la mitad de las evaluaciones sean seleccionadas. La longitud del vector de búsqueda  $\mathbf{v}$  indica el rango de valores de cada parámetro en los que se está buscando el mínimo de la función. De este modo, el valor final de paso  $\mathbf{v}$  indica la incertidumbre de los parámetros de la función óptima encontrada.

Tabla 5.2: Parámetros utilizados por el algoritmo *simulated annealing*

Parámetros	Significado
$T$	Temperatura (varía su valor en el algoritmo).
$\mathbf{v}$	Vector de la longitud del paso (varía su valor en el algoritmo).
$N$	Número de variables de la función a optimizar.
$\mathbf{x}$	Valores iniciales de las variables de la función a optimizar.
$MAX$	Indica si la función debe ser maximizada o minimizada (TRUE/FALSE).
$r_T$	Factor de reducción de temperatura (valor entre 0-1).
$\varepsilon$	Umbral de tolerancia para finalizar.
$N_S$	Número de iteraciones necesarias para que la longitud del vector $\mathbf{v}$ se ajuste de modo que, aproximadamente la mitad de las evaluaciones, sean aceptadas.
$N_T$	Número de iteraciones antes de una reducción de temperatura. Tras $N \times N_S \times N_T$ iteraciones la temperatura $T$ se reduce un factor $r_T$ .
$N_\varepsilon$	Número de valores de la función final utilizados para decidir la finalización del algoritmo. El algoritmo finaliza si $\Delta E < \varepsilon$ en las últimas $N_\varepsilon$ iteraciones.
$MAXEVL$	Máximo número de evaluaciones de la función.
$LB$	Valores mínimos permitidos de las variables como solución.
$UB$	Valores máximos permitidos de las variables como solución.
$\mathbf{C}$	Vector de la longitud de paso inicial y que interviene en su ajuste.

La configuración del sistema o del espacio de búsqueda en la aplicación del algoritmo de minimización en este trabajo corresponde a la parametrización de la estructura sísmica del medio, concretamente de la Tierra, en vez de a una distribución atómica. De este modo, la descripción realizada de átomos y sus desplazamientos corresponden a las velocidades y espesores del medio, y a sus posibles valores. Además la disminución de la energía del sistema  $\Delta E$  corresponde a minimizar una función de desajuste, es decir, una medida de la diferencia entre las observaciones y los cálculos teóricos. La función de desajuste utilizada es la norma L2.

### 5.2.3 Calibración de la inversión

La elección de los parámetros del algoritmo *simulated annealing*  $N_\varepsilon$ ,  $\varepsilon$ ,  $N$ ,  $N_T$ ,  $N_S$ ,  $T$ ,  $r_T$  y  $MAXEVL$  se efectúa tras varias inversiones en las que se han comprobado los cambios en el tiempo de cálculo, en el espacio de búsqueda de soluciones, en el número de evaluaciones y en la robustez de la solución óptima, generados ante variaciones de los parámetros de entrada. Una de las observaciones de las pruebas es que el tiempo de ejecución se incrementa al aumentar el valor de  $N_T$  y  $N_S$ . Además, los valores  $N_T$  y  $r_T$  influyen en la robustez de la solución obtenida. Tal es así que, para dos inversiones con los mismos parámetros de entrada y variando sólo  $N_T$  de 3 a 10 iteraciones, la longitud del paso  $|\mathbf{v}|$  para la profundidad de la capa más profunda varía de 10 a 4 km, respectivamente. Tras comparar los resultados de las pruebas, se han elegido los valores para la inversión de curvas de

dispersión de ondas superficiales.

Tabla.5.3: Parámetros de la inversión con *simulated annealing* utilizados en este estudio.

$N\epsilon$	$\epsilon$	$N$	$N_T$	$N_S$	$T$	$r_T$	$MAXEVL$
4	0.3	7	10	20	1	0.955	$3 \times 10^5$

#### 5.2.4 Parametrización del medio

La parametrización del modelo de Tierra se describe con tres capas planas y paralelas y un semiespacio. En cada capa  $v_s$  y  $\rho$  son constantes. El medio se considera un sólido de Poisson (*i.e.*,  $\lambda = \mu$  y  $\sigma = 0.25$ ), lo que implica  $v_p = \sqrt{3}v_s$ . El valor de la densidad queda determinado por la fórmula  $\rho = 0.32 \cdot v_p + 0.77$  (Berteussen, 1977). En esta parametrización se ajustan 7 parámetros (4 velocidades y 3 espesores) cuyo valor es variable dentro de unos rangos establecidos. La suma de los espesores de las tres capas marca la profundidad del semiespacio. Se han realizado pruebas cambiando el rango de los posibles valores de cada parámetro. Se ha elegido un espacio de posibles soluciones amplio para cada parámetro de modo que tengan cabida en la inversión evaluaciones de gran diversidad de modelos (dentro de unos valores de velocidad realistas según las velocidades conocidas para la corteza y el manto superior). En la Tabla.5.4 se resumen los valores iniciales, mínimos y máximos de las variables para la búsqueda del modelo óptimo. Según las pruebas realizadas, el modelo inicial  $\mathbf{x}$  no influye en la solución óptima encontrada con este algoritmo de inversión. El espacio de búsqueda del modelo óptimo se muestra en la Figura 5.26.

Tabla.5.4: Parametrización del modelo de búsqueda.

	$v_{s1}(km/s)$	$v_{s2}(km/s)$	$v_{s3}(km/s)$	$v_{s4}(km/s)$	$H_1(km)$	$H_2(km)$	$H_3(km)$
<b>Inicial (x)</b>	3.22	3.35	3.82	4.02	16	17	29
<b>Mínimo (LB)</b>	2.8	3.2	3.5	4.0	5	5	5
<b>Máximo (UB)</b>	4.0	5.0	5.0	5.5	50	50	100

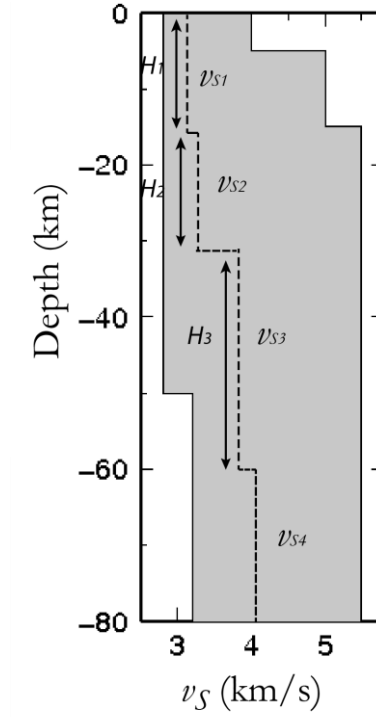


Figura 5.26: Modelo inicial (línea discontinua) y espacio de búsqueda de soluciones en la inversión (área gris). Las 7 variables de la parametrización (4 velocidades y 3 espesores) están indicadas.

### 5.2.5 Análisis de errores

El algoritmo de inversión busca el mínimo global de desajuste. Sin embargo, se pueden obtener numerosos modelos que ajustan los observables de un modo parecido, es decir, el valor de  $\Delta E$  es similar para diferentes configuraciones. El modelo óptimo viene dado por la inversión, pero el espacio de modelos válidos lo elige el usuario. En este trabajo está compuesto por los modelos cuyo desajuste es menor que el valor de tolerancia  $\epsilon$ . La elección de  $\epsilon$  es subjetiva, pero ofrece una medida de la variabilidad de la modelización aplicable a otros puntos invertidos de la región de inversión. El desajuste  $\Delta E$  se estima con la norma L2:

$$\Delta E = L2 = \sqrt{\sum_i (v_{(obs)_i} - v_{(teor)_i})^2}, i = 1, \dots, N \quad (5.25)$$

Donde  $N$  es el número de periodos en los que hay medidas de velocidad.

En este estudio se aplica el algoritmo de inversión de manera que encuentre el mínimo desajuste de la velocidad de dispersión de grupo y de fase de las ondas superficiales. Para tener en cuenta ambos desajustes en la elección del mínimo se considera L2 la combinación

de la norma del desajuste de cada función con un peso correspondiente:

$$L2 = w_U L2_U + w_c L2_c \quad (5.26)$$

Donde  $w_U$  y  $w_c$  son los pesos de las normas  $L2_U$  y  $L2_c$  de la curva de dispersión de velocidad de grupo y de fase, respectivamente. El peso de cada curva de dispersión se ha elegido en función del número relativo de medidas que tenga cada curva y de modo que la suma de ambos sea igual a 1. En el caso en que las curvas de dispersión de velocidad de grupo y de fase tienen el mismo número de periodos, el peso es el mismo para cada una, en concreto, 0.5. Si alguna de las curvas tiene por lo menos tres medidas más, se da más peso a la curva con mayor número de muestras. Los pesos en este caso son 1.5 y 0.5 para la curva con mayor y con menor número de muestras, respectivamente.

Como se ha mencionado, los modelos aceptados son aquellos con  $\Delta E \leq \epsilon$ . Sin embargo, también se puede hacer una selección de los modelos aceptados y elegir sólo aquellos con  $\Delta E \leq 2 \cdot L2$  del modelo óptimo para tener un umbral dependiente del desajuste obtenido en la inversión. Estos modelos se eligen a posteriori, tras la inversión, una vez que se conoce el valor de  $L2$  para el modelo óptimo. En alguna ocasión el valor obtenido de  $2 \cdot L2$  es mayor que  $\epsilon$ , que es la tolerancia de aceptación de inversiones, esto requiere realizar de nuevo la inversión con  $2 \cdot L2$  como nuevo valor de tolerancia para obtener todas las configuraciones posibles aceptadas dentro de este margen de desajuste.

En las primeras iteraciones el vector de búsqueda  $\mathbf{v}$  debería tener una longitud adecuada para cubrir todo el espacio de posibles modelos. Según aumenta el número de iteraciones, el algoritmo reduce la longitud de  $\mathbf{v}$  y la búsqueda se centra en una zona más acotada en torno a un mínimo o la aumenta para evitar un mínimo local o comprobar si está en él. De este modo, los valores finales del vector de búsqueda son un indicativo del orden de variación de los parámetros del modelo óptimo. Esto representa una estimación de la incertidumbre de cada parámetro. En las pruebas realizadas las velocidades convergen rápido y la  $|\mathbf{v}|$  final suele ser del orden de 0.01 km/s. Por el contrario, la  $|\mathbf{v}|$  final de los espesores suele ser del orden de 10 km y, para la última capa su longitud se asemeja al espesor máximo establecido para esa capa.

### 5.2.6 Simulaciones de la inversión

Las inversiones con curvas de dispersión sintéticas permiten determinar las limitaciones de los modelos obtenidos. Con esta intención se generan curvas de dispersión a partir de diferentes modelos de Tierra. Los resultados de estas inversiones muestran la capacidad del algoritmo de inversión de recuperar el modelo de entrada (modelo real). De este modo, se estiman las características corticales que se pueden resolver mediante la inversión de curvas



de dispersión aplicada en este trabajo.

Se han probado diferentes modelos de  $v_s$  que representan posibles escenarios de la zona de estudio. En esta memoria se muestran cuatro ejemplos de las simulaciones realizadas. Los tres primeros corresponden a estructuras de velocidad similares a las obtenidas por *Iglesias et al.* (2010) en el antearco mexicano (Figura 5.27), en el TMVB (Figura 5.28) y un modelo con una capa de baja velocidad (Figura 5.29). El último modelo representa una litosfera con corteza continental adelgazada (5 km) en la que hay capas finas (2 km de espesor) con diferentes velocidades (Figura 5.30).

Los dos primeros modelos de  $v_s$  muestran corteza continental, uno con grandes contrastes de velocidad entre las capas ( $> 0.4$  km/s) y otro con pequeños ( $< 0.2$  km/s).

En el caso del modelo con contrastes de velocidad grandes ( $> 0.4$  km/s) (Figura 5.27), la inversión de las curvas de dispersión sintéticas recobra un modelo parecido al real. En este ejemplo las velocidades y los espesores de la primera capa y del semiespacio se recuperan completamente, mientras que los de la capa intermedia no se recuperan. El modelo invertido divide la capa intermedia en dos y tiene una diferencia de velocidad de 0.3 km/s, que corresponde a un 8% respecto a una velocidad de 3.8 km/s.

En el caso de contrastes de velocidad pequeños entre capas corticales ( $< 0.2$  km/s), las velocidades obtenidas de la inversión difieren del modelo real 0.1 km/s para la primera capa y el semiespacio, y hasta 0.4 km/s en las capas intermedias, que corresponden a variaciones del 10% respecto a 3.8 km/s. Los espesores de las capas del modelo real no se recuperan (Figura 5.28). El algoritmo de inversión no es sensible a cambios de velocidad tan pequeños.

El tercer modelo contiene una capa de baja velocidad de 10 km de espesor sobre el manto superior. En este caso el algoritmo de inversión no recupera la capa de baja velocidad en el modelo óptimo (Figura 5.29). No obstante, los modelos aceptados, que están dentro del error determinado por el valor de  $\epsilon$ , sí muestran esta tendencia. Esto se debe a que en la inversión sí se generan modelos con capas de baja velocidad pero, por limitaciones del algoritmo del problema directo para algunas distribuciones de velocidad, sólo se consideran modelos óptimos aquellos con velocidad creciente con la profundidad.

El último ejemplo muestra que la inversión no es sensible a capas superficiales (5 km) y a capas delgadas ( $< 2$  km) (Figura 5.30). Esto se debe a que el mínimo periodo utilizado es 10 s. Si se utilizan periodos más cortos, los contrastes de velocidad en capas más delgadas y/o superficiales se pueden reproducir.

En los cuatro ejemplos mostrados el modelo real está dentro del espacio de soluciones aceptadas.

De las pruebas realizadas se deduce que se recuperan modelos de velocidades de capas con alto contraste de velocidades ( $\geq 0.4$  km/s) y espesores iguales o mayores que 5 km en la corteza y manto más somero. Asimismo no se tendrá información sobre capas de baja velocidad debido al límite impuesto en la elección del modelo óptimo ni sobre capas delgadas o superficiales ( $< 5$  km) debido al límite de periodos cortos utilizado.

Estas pruebas permiten comprobar el funcionamiento del programa, ajustar las variables del algoritmo de inversión (por ejemplo, la parametrización del medio, el número de iteraciones,  $\epsilon$ ) según los resultados esperados y definir unos límites en la interpretación de los modelos obtenidos.

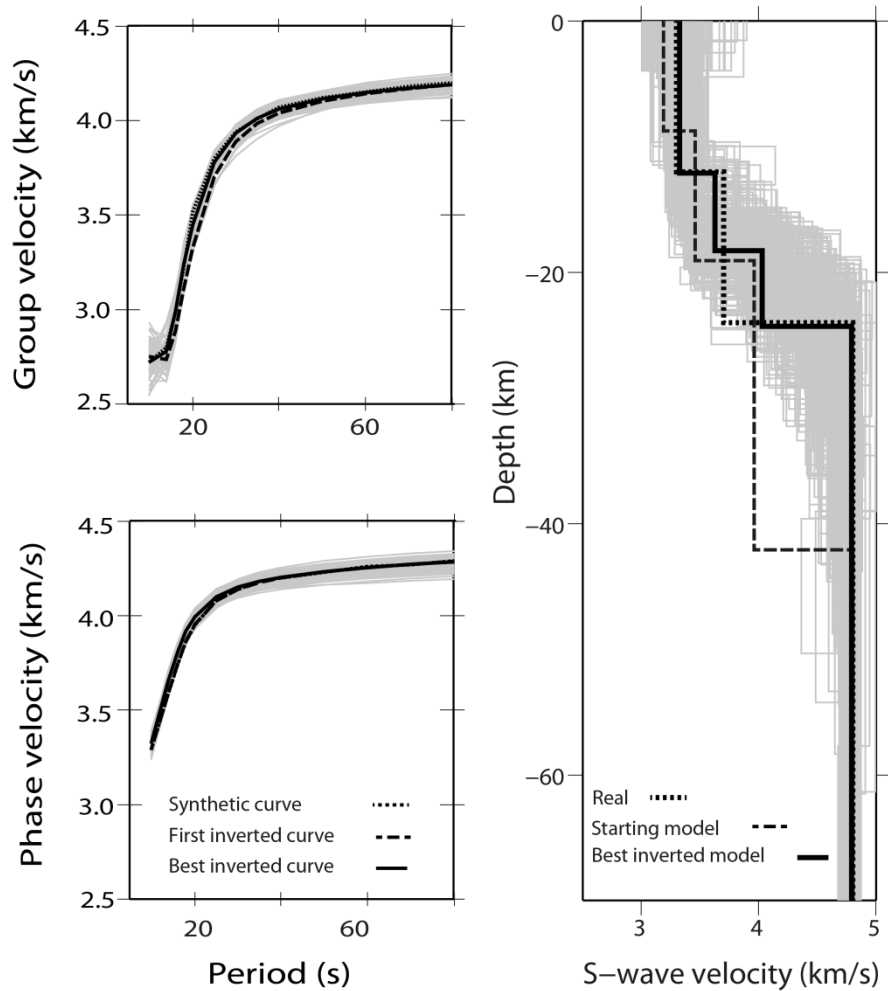


Figura 5.27: Ejemplo de inversión de curvas de dispersión sintéticas calculadas a partir de un modelo de  $v_s$  de capas con contrastes de velocidad  $> 0.4$  km/s (líneas punteadas). Las líneas continuas indican el modelo óptimo generado con *simulated annealing* y las curvas de dispersión calculadas a partir de él. Las líneas grises indican los modelos con desajuste  $\leq \epsilon$  y las curvas de dispersión calculadas a partir de ellos. La línea discontinua indica el modelo inicial de la inversión y las curvas de dispersión calculadas con él.

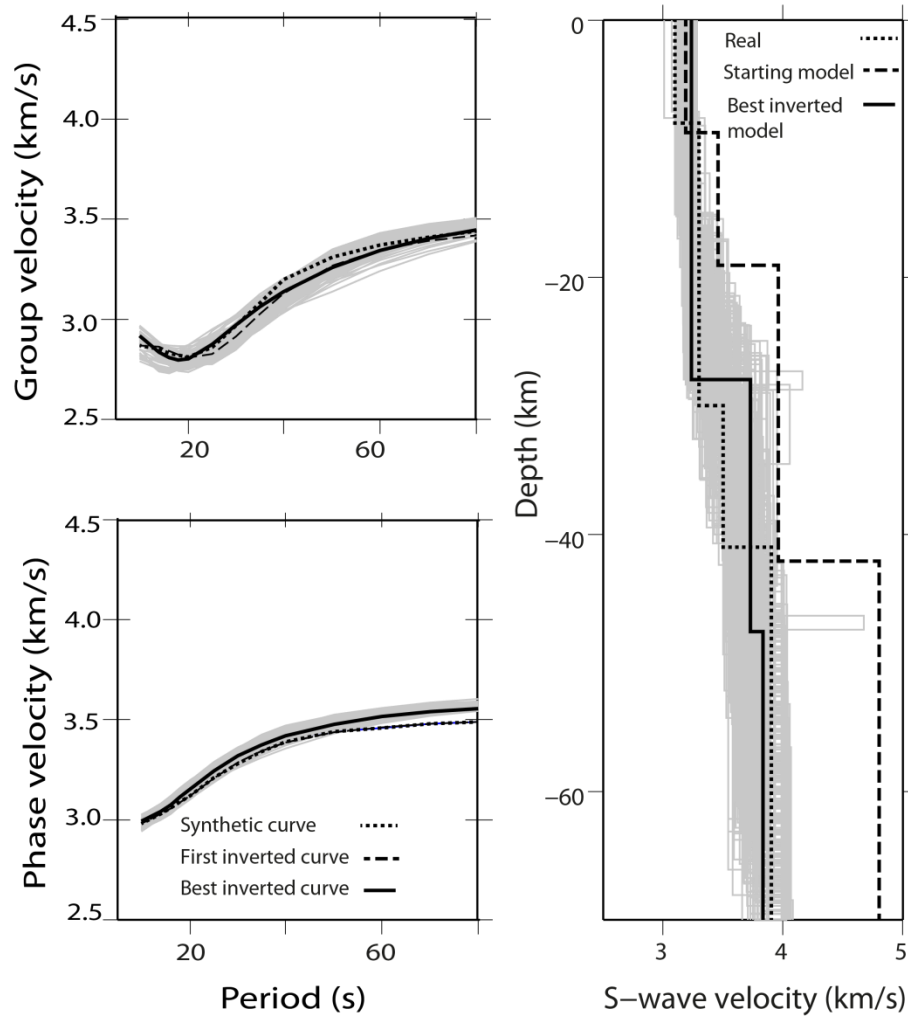


Figura 5.28: Ejemplo de inversión de curvas de dispersión sintéticas calculadas a partir de un modelo de  $v_s$  de capas con contrastes de velocidad  $< 0.2$  km/s (líneas punteadas). Las líneas continuas indican el modelo óptimo generado con *simulated annealing* y las curvas de dispersión calculadas a partir de él. Las líneas grises indican los modelos con desajuste  $\leq \varepsilon$  y las curvas de dispersión calculadas a partir de ellos. La línea discontinua indica el modelo inicial de la inversión y las curvas de dispersión calculadas con él.

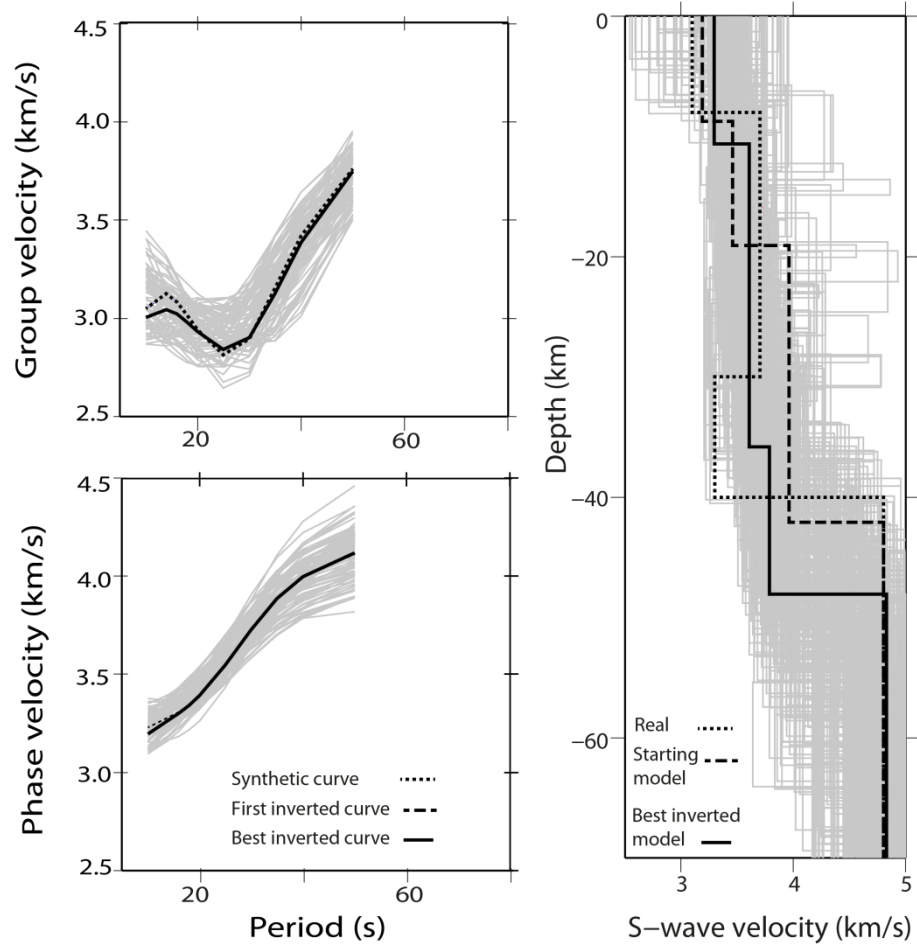


Figura 5.29: Ejemplo de inversión de curvas de dispersión sintéticas calculadas a partir de un modelo de  $v_s$  con una capa de baja velocidad (líneas punteadas). Las líneas continuas indican el modelo óptimo generado con *simulated annealing* y las curvas de dispersión calculadas a partir de él. Las líneas grises indican los modelos con desajuste  $\leq \varepsilon$  y las curvas de dispersión calculadas a partir de ellos. La línea discontinua indica el modelo inicial de la inversión y las curvas de dispersión calculadas con él.

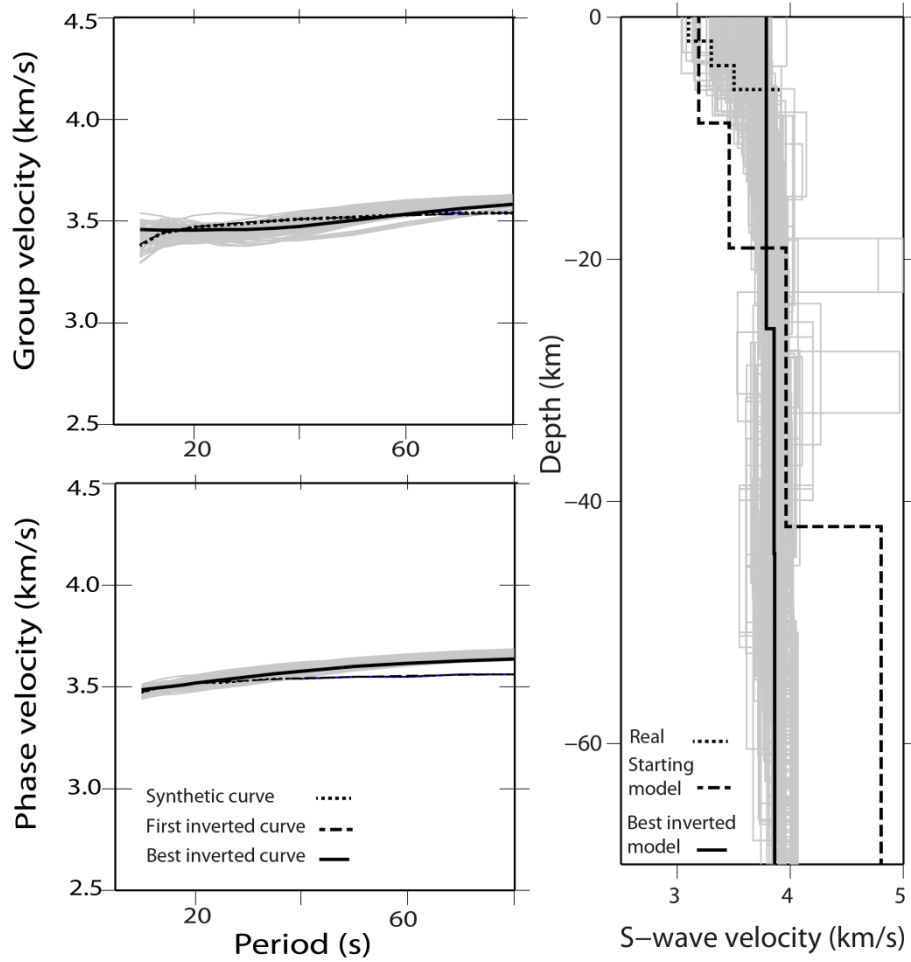


Figura 5.30: Ejemplo de inversión de curvas de dispersión sintéticas calculadas a partir de un modelo de  $v_s$  con capas superficiales de  $\sim 2$  km de espesor y contrastes de velocidad entre capas  $\sim 0.2$  km/s (líneas continuas). Las líneas continuas indican el modelo óptimo generado con *simulated annealing* y las curvas de dispersión calculadas a partir de él. Las líneas grises indican los modelos con desajuste  $\leq \varepsilon$  y las curvas de dispersión calculadas a partir de ellos. La línea discontinua indica el modelo inicial de la inversión y las curvas de dispersión calculadas con él.



## **Capítulo 6. Tomografía de ondas superficiales en México, golfo de México y el Caribe: Resultados y discusión**

En este capítulo se muestran los resultados de los métodos descritos en los tres capítulos anteriores al ser aplicados a los datos sísmicos de Norteamérica, Centroamérica y el Caribe que se presentaron en el primer capítulo. Estos datos se analizan teniendo en cuenta las características geológicas y tectónicas de la región, y se comparan con resultados de otros estudios. Los resultados se pueden dividir en tres secciones. La primera es la tomografía de velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh y Love obtenida a partir de registros de ruido sísmico. La segunda consiste en la tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love obtenida a partir de registros de terremotos. Finalmente, la última es un modelo 3D de velocidad de onda S de la corteza y manto superior a partir de la inversión 1D de la velocidad de grupo y fase de ondas Rayleigh obtenida de combinar los resultados de ANT y de tomografía a partir de terremotos.





## 6.1. Tomografía de velocidad de fase y grupo a partir de ruido sísmico

### 6.1.1. ANT de ondas Rayleigh

Se han calculado mapas de velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh entre 8 y 50 s de periodo (Figura 6.1) a partir de más de 1000 curvas de dispersión de correlaciones de ruido sísmico. El rango de periodos obtenido ofrece información desde la corteza hasta el manto más somero. Como muestran los mapas de resolución del capítulo anterior (Figuras 5.13 y 5.14), el modelo obtenido resuelve anomalías  $\geq 250$  km para México y Centroamérica para periodos  $< 30$  s, y también para todo el golfo de México, para periodos  $\geq 30$ s. Las mayores anomalías se obtienen en los periodos cortos, entre 10 y 20 s, con valores de hasta 20% en la velocidad de grupo y de 8% en la de fase.

Las ondas Rayleigh de periodo  $< 20$  s tienen sensibilidad máxima en los primeros 20 kilómetros de la corteza. En estos periodos las anomalías de baja velocidad están asociadas a cuencas sedimentarias y las de alta velocidad a cordilleras o basamento poco profundo. Para periodos mayores, entre 20 y 40 s, la velocidad de las ondas Rayleigh es sensible al espesor de la corteza. En este rango de periodos las velocidades bajas indican una corteza gruesa o con temperaturas altas y material parcialmente fundido. Por el contrario, las velocidades altas son indicativas de corteza delgada y/o fría. Las ondas Rayleigh con periodos de  $\sim 50$  s tienen sensibilidad máxima a profundidades entre 40 y 60 km. Las bajas velocidades en estos periodos pueden estar relacionadas con una corteza gruesa o alta temperatura, material parcialmente fundido o contenido de fluidos en el manto litosférico.

Las velocidades de grupo y de fase de las ondas superficiales son sensibles a diferentes rangos de profundidades. La de grupo es sensible a propiedades más someras que la de fase para el mismo periodo (Figura 5.24). Por ejemplo, la velocidad de grupo de ondas Rayleigh a 40 s es sensible a la misma profundidad que la de fase a 25 s de periodo, esto es, alrededor de 30-50 km. Las velocidades de grupo y de fase se han calculado de manera independiente en este trabajo. Los mapas de velocidad de grupo a cierto periodo son similares a los de velocidad de fase a periodos menores. Las anomalías más destacadas se observan en ambos tipos de velocidad, pero a periodos diferentes, en concreto a periodos más cortos para la velocidad de fase. Por ejemplo, el mapa de velocidad de grupo a 20 s muestra una distribución de anomalías similar que el de fase a 10 s (Figura 6.1). Esta semejanza entre ambos resultados es un indicador de la consistencia de los resultados. Las anomalías obtenidas de la velocidad de grupo son mayores que las obtenidas de la de fase. Las máximas anomalías de velocidad de grupo son del 20%, mientras que de fase son del 8%. La velocidad de grupo suele presentar mayor variabilidad que la velocidad de fase, tal y como se ha observado en las curvas de dispersión medidas y en la dispersión estándar de las

velocidades obtenidas a partir de las correlaciones apiladas en tripletes (Figura 4.11).

A continuación se analizan más detalladamente las velocidades de los mapas a diferentes periodos.

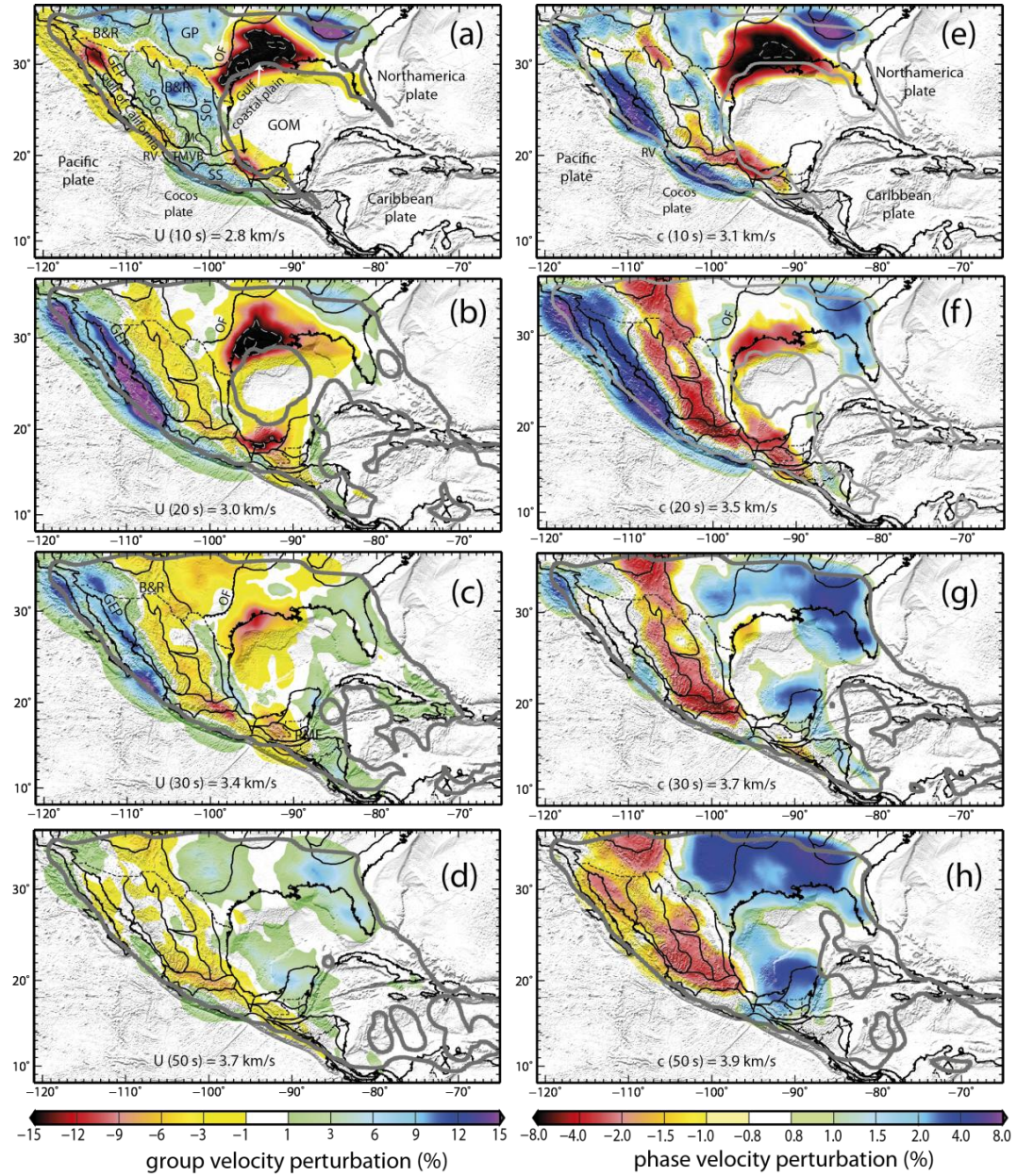


Figura 6.1: (a)-(d) Mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh para periodos de 10, 20, 30 y 50 s. (e)-(h) Mapas de velocidad de fase de ondas Rayleigh para periodos de 10, 20, 30 y 50 s. La línea gris indica el contorno de 250 km de resolución. La velocidad de referencia está indicada en cada mapa. Nótese la diferencia en la escala de color para las velocidades de grupo y de fase. En (a) se indican los principales elementos tectónicos y provincias fisiográficas que se nombran en el texto. La nomenclatura es la misma que la utilizada en la Figura 1.1. Basin and Range (B&R), provincia extensional del golfo (GEP), golfo de México (GOM), Grandes llanuras (GP), Mesa Central (MC), localización aproximada del frente del orógeno Ouachita (OF), Sierra Madre Occidental (SOc), Sierra Madre Oriental (SOo), Sierra Madre del Sur (SS), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB).

• **8 - 20 s: corteza**

Los mapas de velocidad de grupo y fase en los periodos cortos muestran buena correlación con las estructuras geológicas superficiales de la región de estudio. En ellos las anomalías negativas coinciden con cuencas sedimentarias y las positivas con orógenos.

Un ejemplo de esto es la coincidencia de los rasgos generales del mapa de anomalías de velocidad de grupo a 8 s de periodo y del modelo global de espesor de sedimentos de Laske y Masters (1997) (Figura 6.2). Al comparar ambos mapas se observa que las anomalías negativas de velocidad coinciden con zonas de mayor espesor de sedimentos, mientras que las anomalías positivas se correlacionan con regiones con poca potencia de sedimentos. A pesar de la similitud general, el mapa de velocidad obtenido con ANT tiene mayor detalle y muestra algunas anomalías que no se observan en el mapa de *Laske y Masters* (1997). Entre estas destacan las bajas velocidades obtenidas en la desembocadura del río Colorado, siguiendo el curso del río Grande y, una anomalía de baja intensidad y pequeño tamaño en

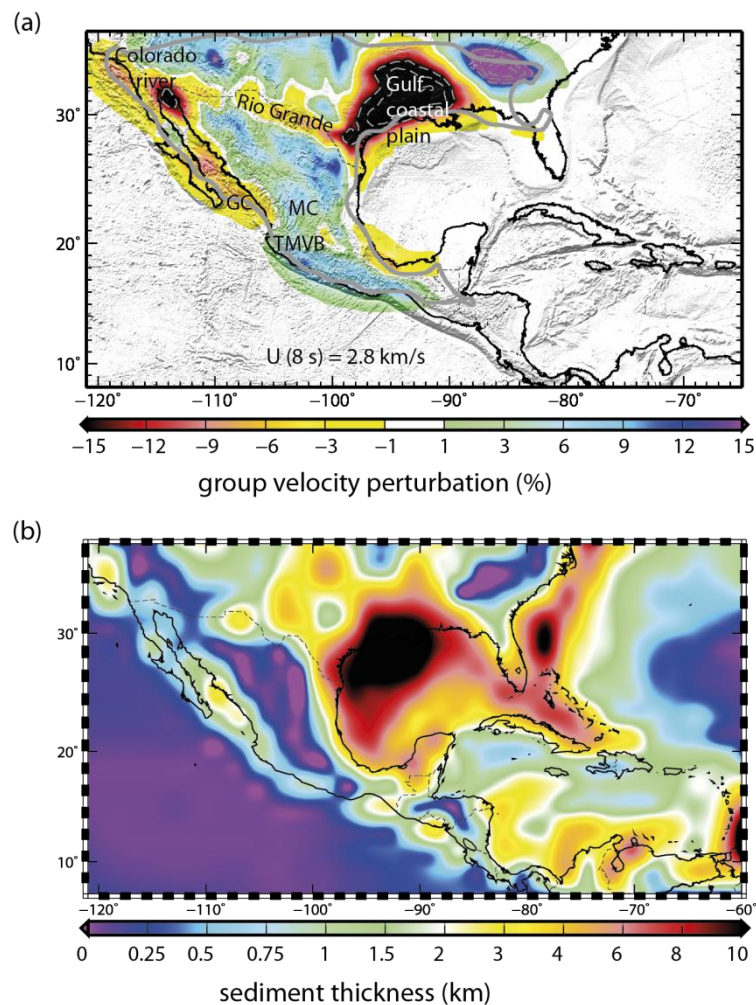


Figura 6.2: (a) Anomalías de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a 8 s de periodo calculadas con ANT. (b) Modelo global de espesor de sedimentos de (*Laske y Masters*, 1997). Golfo de California (GC), Mesa Central (MC) y Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB).

el norte del TMVB y sur de la Mesa Central.

En el mapa de velocidad de grupo a 10 s (Figura 6.1) también se observa esta correspondencia de bajas velocidades con cuencas sedimentarias y altas con zonas con poco espesor de sedimentos. Así, se observan anomalías negativas de velocidad en las llanuras costeras del golfo de México: cuenca del Misisipi, de Veracruz y Tabasco. Estas anomalías de velocidad de grupo son de -20% hasta periodos de 20 s, lo que indica una gran potencia de sedimentos. Estas anomalías negativas también se observan en el mapa de velocidad de fase a 10 s con valores de -8%. En el centro del golfo de California, en el sur de la península de Baja California y en la llanura costera del Pacífico se obtienen anomalías negativas de velocidad de grupo a 10 s de menor valor que las mencionadas.

Las mayores anomalías positivas de velocidad corresponden a cordilleras como la Sierra Madre Oriental (SO<sub>r</sub>), la Sierra Madre Occidental (SO<sub>c</sub>) y la Sierra Madre del Sur (SS). Existen también algunas anomalías positivas muy altas y locales para 10 s de periodo que no se correlacionan con cadenas montañosas, pero coinciden con los terrenos Paleozoicos y Mesozoicos mostrados en la Figura 1.2.

- **20 - 40 s: corteza-manto**

En este rango de periodos las mayores anomalías de velocidad se siguen observando en las llanuras costeras del golfo de México (GOM) y en el golfo de California (GC) (Figura 6.1). Las anomalías en el GOM continúan siendo negativas, mientras que las del GC en estos periodos son positivas. Esto indica que la corteza bajo las llanuras costeras del GOM es más gruesa que bajo el GC.

Las altas velocidades del golfo de California son discontinuas geográficamente y su distribución cambia con el periodo. Las mayores anomalías se obtienen en el sur del golfo de California y en el océano Pacífico frente a la costa noroeste de la península de Baja California con valores de 20% a 20 s de periodo en la velocidad de grupo, y con valores de 8% a 10 y 20 s en la velocidad de fase. Estos valores coinciden con las anomalías de velocidad de fase obtenidas por Zhang et al. (2007) en el golfo de California. Las altas velocidades a periodos tan cortos indican una corteza delgada. Las anomalías positivas observadas al sur del golfo de California y bajo el océano Pacífico, son coherentes con corteza oceánica, mientras que las obtenidas a lo largo del sistema de fallas transformantes del golfo de California, de menor magnitud que las anteriores, concuerdan con corteza continental adelgazada. La variabilidad de velocidad lateral y a lo largo del golfo obtenida, encaja con la transición de un rift continental con cuencas rellenas de sedimentos en el norte, a una corteza oceánica con centros de extensión en el sur propuesta en varios estudios (e.g., Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Lizárralde et al., 2007; Savage y Wang,



2012).

A 20 s de periodo la anomalía de alta velocidad en el golfo de California se extiende por la zona oeste del continente americano en zonas de tierra emergida, lo que indicaría una corteza más delgada que en el resto de México. Estas altas velocidades en el noroeste de México coinciden con la Provincia Extensional del Golfo -GEP- (Figura 1.1), donde se concentró el movimiento de Baja California hacia el NO hace 12 Ma, según *Stock y Hodges* (1989).

A 30 s se observan anomalías positivas de velocidad de grupo en otras zonas que corresponden a rocas de basamento poco profundas, como por ejemplo, la península de Florida (Mesozoico) y las montañas Ouachita (Paleozoico), que rodean la anomalía de baja velocidad de la cuenca del Misisipi. Este resultado también se obtiene en la velocidad de fase a 20 s.

Las anomalías negativas de velocidad de grupo a estos periodos se observan bajo el centro-oeste estadounidense (provincia Basin & Range), a lo largo del centro de México y hasta el oeste del bloque Chortis. Se obtiene el mismo patrón de anomalías de velocidad de fase a 20 s de periodo.

Las anomalías negativas de velocidad de grupo obtenidas a 40 s coinciden con áreas de corteza más gruesa según el modelo de espesor cortical CRUST2.0 (*Bassin et al.*, 2000) (Figura 6.3). La anomalía de baja velocidad más pronunciada se observa claramente en el centro y SE del TMVB a 30 y 40 s. En esta zona se concentra la mayor parte de los estratovolcanes formados en el último millón de años (*Ferrari et al.*, 2012) y donde estos mismos autores obtienen los mayores espesores de corteza del TMVB (~50 km).

- **50 s: profundidades > 40 km**

La variación lateral de velocidad más significativa a estos periodos es el contraste entre las altas velocidades en la parte sur y este de EE.UU. y en la plataforma de Yucatán, y las bajas velocidades en la zona del Basin and Range, México continental y Centroamérica (Figura 6.1). Esto muestra la dicotomía entre la parte estable de NAM y su parte oeste, tectónicamente más activa. Este patrón se observa en los mapas de velocidad de fase de 30 y 50 s de periodo.

Las anomalías negativas de velocidad en el TMVB y en la CAVA coinciden con zonas volcánicas activas, mientras que las anomalías positivas en el istmo de Tehuantepec coinciden con la ausencia de volcanismo en esa zona de la fosa de subducción Mesoamericana. La mayor anomalía de baja velocidad se localiza en el TMVB. Las anomalías de baja velocidad a estos periodos están relacionadas con altas temperaturas

causadas por el material parcialmente fundido y/o el contenido de fluidos, y a la presencia de una corteza gruesa.

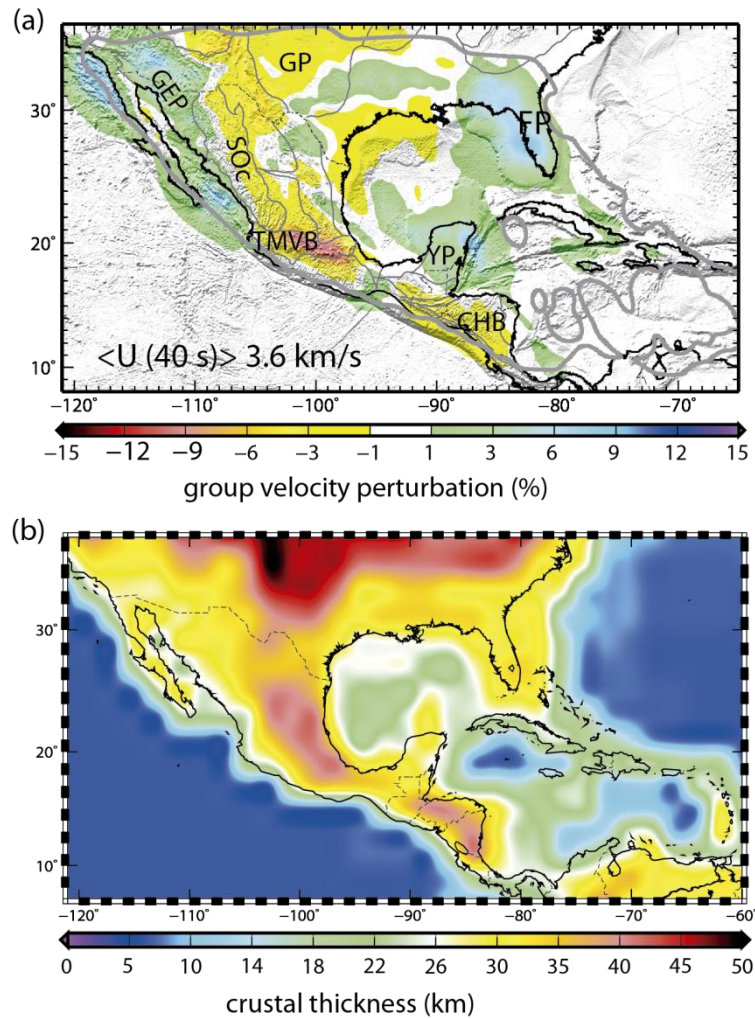


Figura 6.3: (a) Anomalías de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a 40 s de periodo calculadas con ANT. (b) Modelo global de espesor cortical CRUST2.0. Bloque de Chortis (CHB), Provincia Extensional del Golfo (GEP), Grandes Llanuras (GP), Sierra Madre Occidental (SOc), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB), plataforma de Yucatán (YP).

### 6.1.2. ANT de ondas Love

Los mapas de ondas Love se han obtenido de la inversión de alrededor de 1000 curvas de dispersión en una malla con distancia de  $1^\circ$  entre nodos entre 10 y 20 s de periodo. La resolución de heterogeneidades con dimensiones de 250 km se restringe a México y sur de Estados Unidos, como indica el contorno gris en los mapas de la Figura 6.4.

Los kernels de sensibilidad de velocidad de grupo y de fase de ondas Love tienen sus máximos a profundidades más someras que los correspondientes a las ondas Rayleigh para el mismo periodo (Figura 5.23). Para periodos entre 10 y 20 s las ondas Love tienen

sensibilidad máxima a estructuras sísmicas en los primeros 10 km de la corteza. Los mapas de velocidad de ondas Love de este estudio generan información complementaria y detallada de las características sísmicas de la corteza en México a una escala y con una

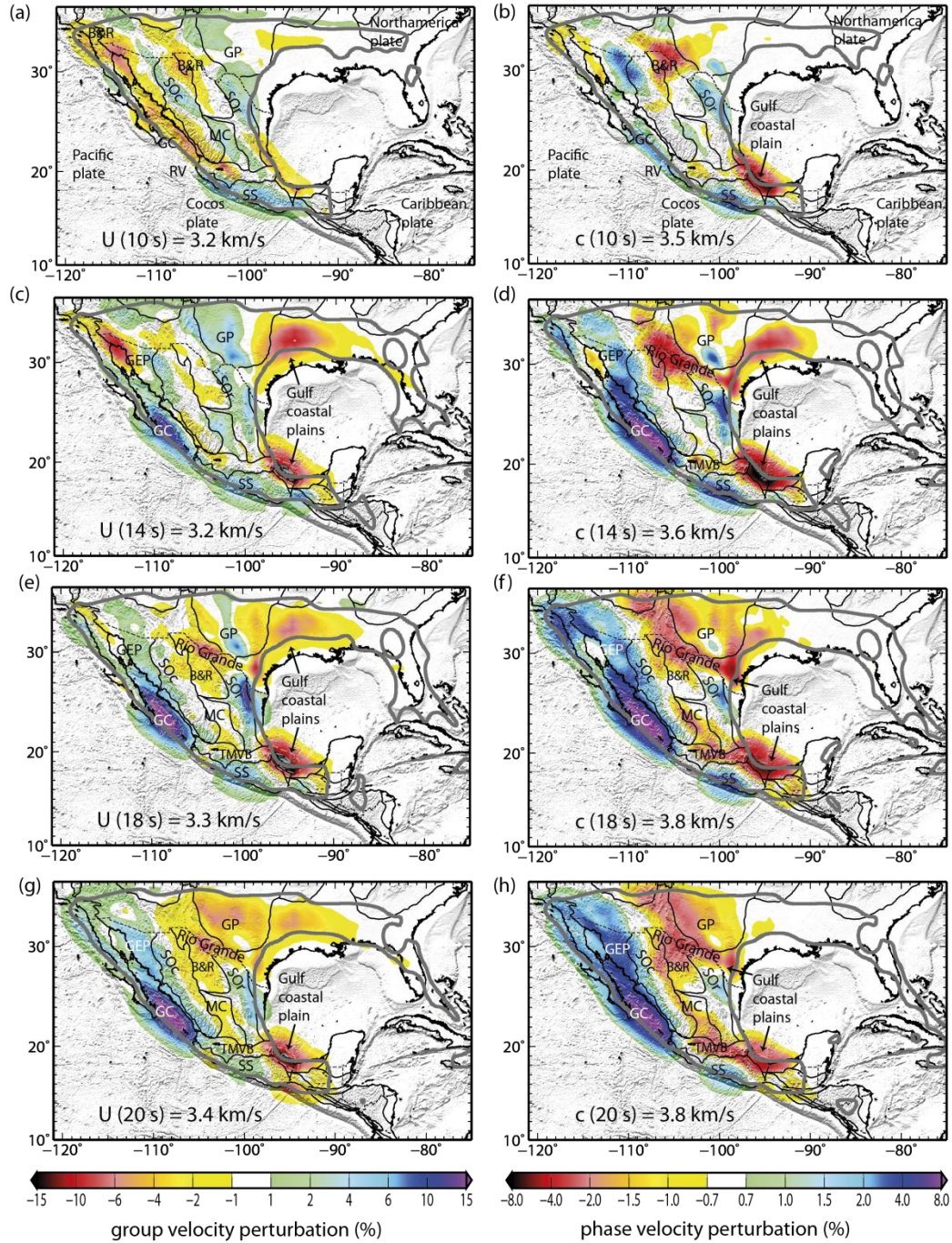


Figura 6.4: (a)-(d) Mapas de velocidad de grupo de ondas Love para periodos de 10, 14, 18 y 20 s. (e)-(h) Mapas de velocidad de fase de ondas Love para periodos de 10, 14, 18 y 20 s. La línea gris indica el contorno de 250 km de resolución. La velocidad de referencia está indicada en cada mapa. Nótese la diferencia de límites en la escala de color para las velocidades de grupo y de fase. Basin and Range (B&R), golfo de California (GC), provincia extensional del golfo (GEP), Grandes llanuras (GP), Mesa Central (MC), localización aproximada del frente del orógeno Ouachita (OF), placa de Rivera (RV), Sierra Madre Occidental (SOc), Sierra Madre Oriental (Sor), Sierra Madre del Sur (SS), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB).

resolución que no se había obtenido hasta ahora.

Los mapas de velocidad de ondas Love y Rayleigh se han calculado con el mismo método y las mismas estaciones. Las principales anomalías de velocidad de ondas Love entre 10 y 20 s (Figura 6.4) se observan consistentemente también en los mapas de ondas Rayleigh (Figura 6.1). Una de las coincidencias entre ambos mapas es la obtención de bajas velocidades en las cuencas sedimentarias como la desembocadura del río Colorado y las llanuras costeras del golfo de México, en concreto en el oeste de la cuenca del Misisipi y en la de Veracruz. Las anomalías positivas de velocidad también se observan en las mismas zonas para ambos tipos de ondas y corresponden a las principales sierras de México (Sor, SOc y SS) y al sur y centro de las Grandes Llanuras. Las mayores anomalías positivas se obtienen en el sur del golfo de California que alcanza desviaciones de velocidad de grupo del 15% a partir de 18 s y de fase del 8% a partir de 14 s. En los mapas de ondas Love se observa claramente una diferencia abrupta entre anomalías negativas en el norte del golfo de California y positivas al sur de 29° de latitud. Esta diferencia de velocidad no se observa tan claramente en los mapas de velocidad de ondas Rayleigh, sino solamente en la velocidad de fase a 10 s. La menor velocidad en el norte del golfo indica mayor potencia de sedimentos en esa zona.

Desde 14 s de velocidad de fase y 18 s de velocidad de grupo y hasta 20 s se obtienen anomalías positivas de velocidad de fase y de grupo en el GEP. Este resultado es similar al obtenido en los mapas de ondas Rayleigh en los que se observan anomalías positivas de velocidad de fase desde 10 s y de grupo a partir de 20 s hasta 30 s de periodo para ambos tipos de velocidad en el GEP. Estas anomalías marcan una diferencia en la estructura sísmica cortical de la parte este y oeste de la SOc, asociada a anomalías negativas y positivas, respectivamente. Esta diferencia coincide con resultados de estudios geofísicos sobre una disminución de espesor cortical bajo la SOc hacia el oeste, asociado a la extensión Triásica de la zona (*Ferrari et al.*, 2007).

La anomalía negativa de velocidad a lo largo del cauce del río Grande, se observa en los resultados de ondas Love para velocidades de fase a partir de 14 s y de grupo a partir de 18 s. Esta anomalía se observa claramente en las velocidades de grupo de ondas Rayleigh a 8 y 10 s. En los mapas de ondas Love no se observa a lo largo de la frontera entre México y Estados Unidos, sino en la parte centro-oeste, sin una continuidad en el B&R hasta la costa del Pacífico, como se observa en los mapas de ondas Rayleigh. Las anomalías negativas de velocidad para ambos tipos de ondas señalan una gran potencia de sedimentos en estas cuencas.



## 6.2. Tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love a partir de terremotos

En la tomografía a partir de registros de terremotos se han empleado más de 5000 curvas de dispersión de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y más de 2000 de ondas Love. A partir de la inversión de estas medidas de dispersión se han obtenido mapas de velocidad de grupo desde 20 hasta 150 s para ondas Rayleigh (Figura 6.5) y desde 20 hasta 80 s para ondas Love (Figura 6.6). Estos periodos tienen las mayores sensibilidades desde los primeros kilómetros de la corteza ( $T = 20$  s) hasta los 100-150 km ( $T = 150$  s). Las resoluciones alcanzadas son alrededor de 450 km para la zona de México, Centroamérica, golfo de México y el Caribe en el caso de ondas Rayleigh, y en la zona de México en el caso de ondas Love, debido a la distribución de rayos con pocos cruces en las zonas oceánicas. Estos mapas complementan los obtenidos con ANT, al aumentar el número y cobertura de trayectorias en el rango común de periodos, y ofrecer nuevas medidas de velocidad en los periodos largos, lo que permite constreñir estructuras sísmicas a mayor profundidad.

- **20-30 s**

En los mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a 20 s de periodo destaca el contraste entre anomalías positivas de velocidad bajo los océanos (Pacífico y Atlántico) y las anomalías negativas en el continente americano, el GOM y el Caribe. La mayor anomalía de velocidad en este mapa es la anomalía negativa que cubre gran parte del GOM y que también se observa en las velocidades de ondas Love a 30 s de periodo.

Para periodos de 30 s la anomalía negativa de ondas Rayleigh en el GOM se reduce a la parte norte, en torno a las desembocaduras del río Grande y del Misisipi, lo que se corresponde con la gran potencia de sedimentos en esta área (Figura 6.2). Se obtienen bajas velocidades de menor amplitud en la parte central de EE.UU. y NE de México asociadas a un mayor espesor cortical en estas zonas. Por otro lado, se observan altas velocidades en algunas zonas del Caribe que coinciden con la dorsal Caimán y el norte de las cuencas de Colombia, Venezuela y Granada bajo el mar Caribe. A lo largo de la costa de California también se observan anomalías positivas de velocidades de grupo de ondas Rayleigh a periodos de 20 y 30 s que indican corteza delgada. En el golfo de California se obtienen anomalías positivas de velocidad en el sur y en el norte. Las del sur coinciden con los resultados de ANT y corresponden al sistema de centros de extensión y fallas transformantes con creación de nueva corteza. Las anomalías positivas del norte del Golfo de California no se observan en los resultados de ANT, pero coinciden con un sistema de centros de extensión mostrado en otros estudios (e.g., *Parsons y McCarthy, 1996; González-Fernández et al., 2005*). Las anomalías positivas de velocidad de ondas Love se extienden en el continente americano en el GEP, al oeste y noroeste de la Sierra Madre Occidental desde 20

hasta 50 km claramente. En los mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh no se observan anomalías positivas de velocidad en el GEP, en contraste con los resultados de ANT en los que estas anomalías se obtienen tanto para ondas Rayleigh como Love.

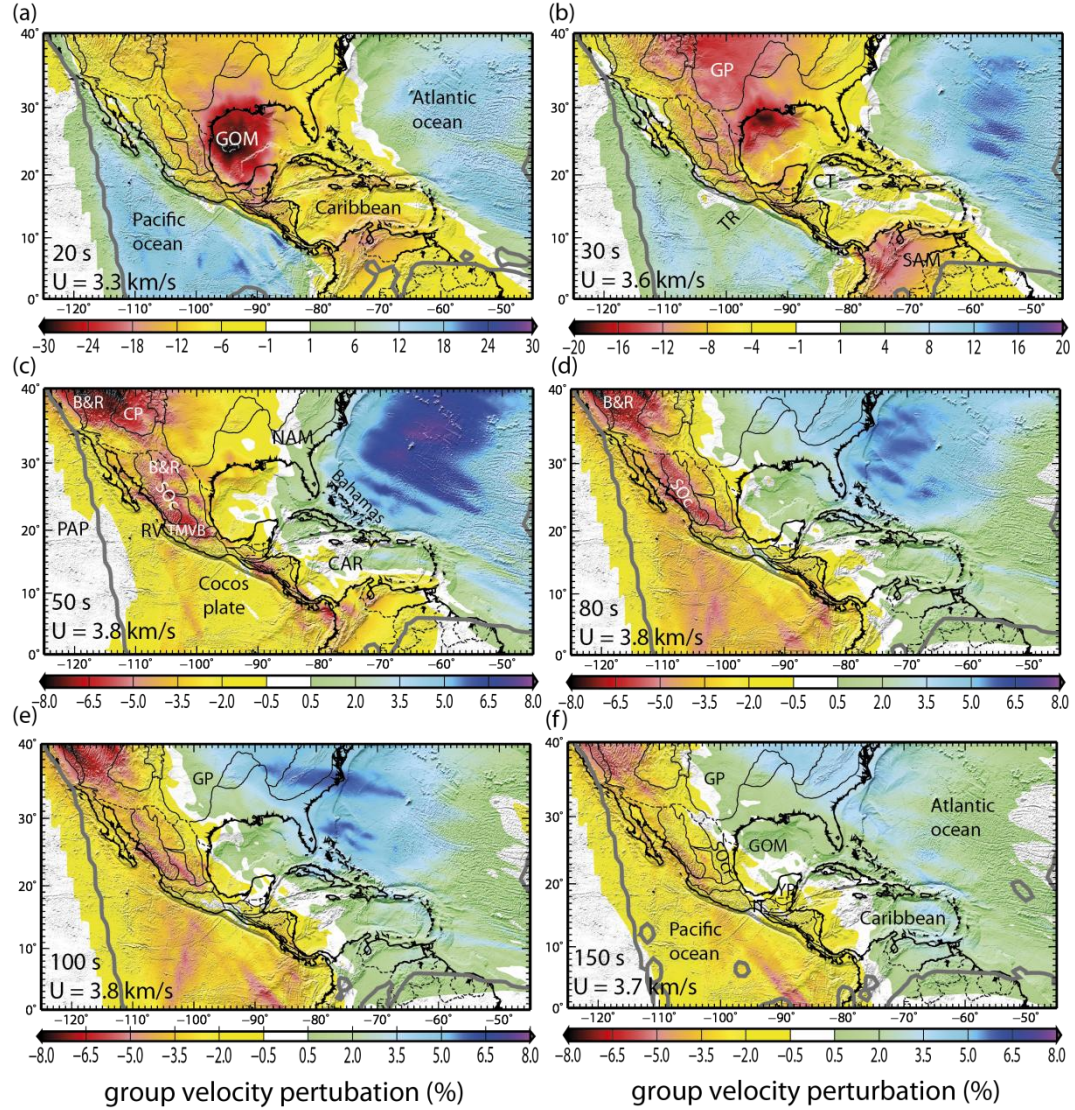


Figura 6.5: Mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh para periodos de (a) 20, (b) 30, (c) 50, (d) 80, (e) 100 y (f) 150 s. La línea gris marca el contorno de 450 km de resolución. Basin and Range (B&R), placa Caribe (CAR), Colorado Plateau (CP), dorsal Caimán (CT), golfo de México (GOM), Grandes Llanuras (GP), placa de Norteamérica (NAM), placa Pacífica (PAP), placa Rivera (RV), placa de Sudamérica (SAM), Sierra Madre Occidental (SOc), Sierra Madre Oriental (SOo), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB), dorsal de Tehuantepec (TR).

#### • 50 s

Para este periodo las anomalías de baja velocidad se observan más al oeste que en los mapas de periodos menores, esto es, las menores velocidades no se observan en la zona de las Grandes Llanuras y costa este de México, sino en el TMVB, SOc, B&R y plateau del Colorado. Por otro lado, las anomalías positivas de velocidad no se limitan a la zona

oceánica, sino que se observan en la parte continental del este de EE.UU. y en las zonas emergidas de la plataforma de las Bahamas, Cuba y las islas del Caribe. Es llamativa la menor velocidad de la placa del Pacífico y de Cocos en comparación con las velocidades de la placa Caribe y este de NAM. Las menores velocidades se observan en las zonas tectónicamente más activas, arcos volcánicos asociados a la subducción y dorsales oceánicas, mientras que las anomalías positivas se obtienen en zonas tectónicamente más estables y de mayor edad.

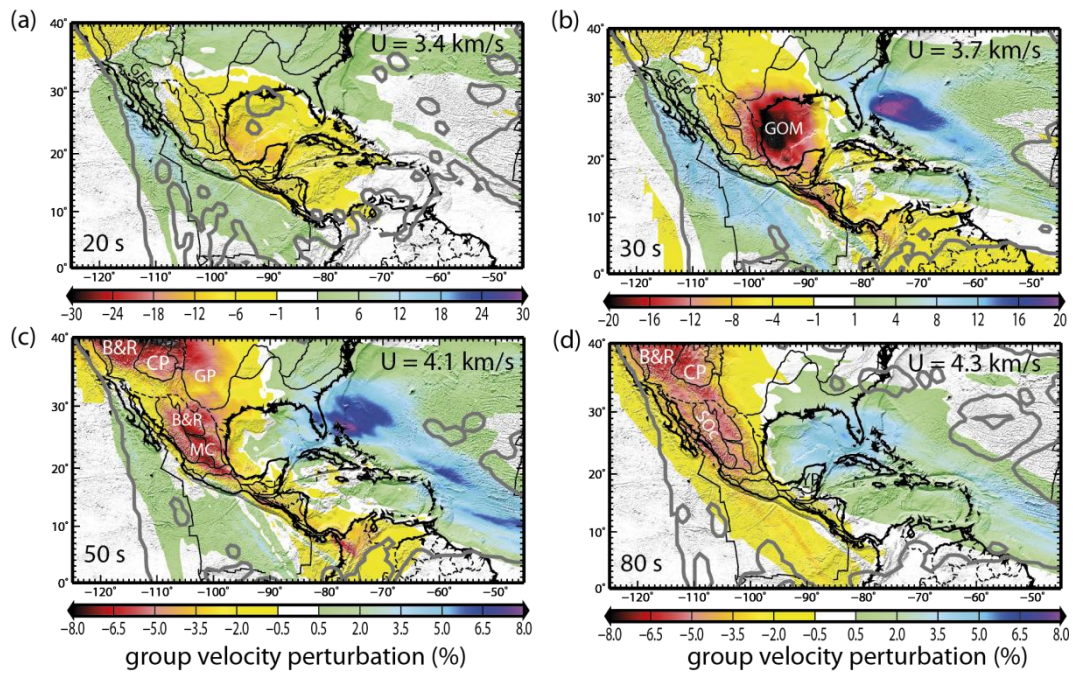


Figura 6.6: Mapas de velocidad de grupo de ondas Love para periodos de (a) 20, (b) 30, (c) 50 y (d) 80 s. La línea gris marca el contorno de 450 km de resolución. Basin and Range (B&R), Colorado Plateau (CP), golfo de México (GOM), Grandes llanuras (GP), Mesa Central (MC), Sierra Madre Occidental (SOc).

#### • 80-150 s

El rasgo más destacable a nivel regional es el contraste de velocidades entre la parte este y oeste de la zona de estudio y que, como se ha comentado, comienza a observarse a 50 s de periodo. El mapa de velocidad de ondas Rayleigh a 80 s muestra características similares a la velocidad de ondas Love a 50 s de periodo. El límite entre las anomalías positivas y negativas se encuentra más hacia el oeste según aumenta el periodo y llega a coincidir a grandes rasgos con el límite de la provincia de las Grandes Llanuras en EE.UU. y abarca la parte norte de la SOc en México. Este contraste de altas velocidades en el este de EE.UU. y de bajas en el oeste ha sido observado en tomografías previas (e.g., Alsina *et al.*, 1996; Bensen *et al.*, 2008). El límite del contraste de velocidades se observa también en el golfo de México, en Yucatán, el istmo de Tehuantepec y gran parte del Caribe. La plataforma de Yucatán y el

sur del Istmo de Tehuantepec presentan velocidades mayores que las del resto de México y de Centroamérica. Esta diferencia se observa a periodos menores en los mapas de ANT, posiblemente debido a la mayor resolución en esta zona en los bajos periodos. Alsina et al. (1996) obtienen anomalías positivas de velocidad en el bloque de Yucatán y las interpretan asociadas a subducción en esa zona. Con los resultados de este estudio no podemos concluir que las anomalías de alta velocidad se deban a la subducción, pero estos resultados son coherentes con los modelos más aceptados de evolución de la zona (e.g., *Pindell y Kennan*, 2009). El límite del contraste de velocidades para periodos  $\geq 100$  s no es tan fiable en el Caribe como a latitudes mayores debido al predominio de trayectorias provenientes de eventos en la dorsal Atlántica con pocos cruces con trayectorias con otras direcciones.

### 6.3. Modelo de velocidad de onda S

Para calcular el modelo 3D de velocidad de la onda S se utilizan las velocidades de ondas Rayleigh obtenidas de los mapas de velocidad calculados a partir de ruido y de terremotos. Cada mapa, que corresponde a un periodo, se divide en una malla de  $1^\circ \times 1^\circ$ . En cada nodo se extrae la velocidad y se genera una curva de dispersión con las velocidades de cada periodo. Las curvas de velocidad de fase en cada punto geográfico se obtienen de los mapas de ANT. Las curvas de velocidad de grupo se forman combinando las velocidades de los mapas de ANT y de tomografía de terremotos.

La combinación de las dos curvas de velocidad de grupo amplía el rango de periodos y permite comprobar la consistencia de los resultados de ANT y de tomografía a partir de terremotos.

El modelo de  $v_s$  se calcula invirtiendo en cada punto geográfico las velocidades de fase provenientes de ANT entre 8 y 50 s de periodo y las velocidades de grupo provenientes de la combinación de los resultados de ANT y de tomografía de terremotos entre 8 y 150 s.

El modelo obtenido presenta dos novedades frente a estudios regionales anteriores en la zona. Por un lado el rango de frecuencias invertido alcanza periodos cortos ( $\sim 10$  s) que son sensibles a la estructura de la corteza y son menores que los obtenidos hasta ahora a nivel regional en esta área. Por otro lado, la inversión simultánea de velocidades de fase y de grupo acota más el modelo de  $v_s$  invertido que si la inversión se ajusta con un único observable.

#### 6.3.1. Combinación de medidas de dispersión

La combinación de velocidades de grupo se realiza siguiendo un método parecido al descrito por *Yao et al.* (2008). Sólo se consideran medidas cuya resolución tomográfica sea  $\leq 250$  km para las velocidades procedentes de ANT y con resolución  $\leq 500$  km las



procedentes de tomografía a partir de terremotos. Si las velocidades de ambos tipos de datos están dentro del margen de resolución se elige la velocidad obtenida con ANT para periodos entre 8 y 20 s, la obtenida con tomografía de terremotos para 50-150 s y se toma la media de ambas velocidades si la diferencia entre ambas es  $\leq 0.2$  km/s para 20-50 (Figura 6.7). Si la diferencia es mayor se toma la velocidad obtenida con tomografía de terremotos siguiendo el método de (Yao *et al.*, 2008). Se opta por seleccionar la medida de terremotos porque las curvas de dispersión se han medido de manera manual y porque a periodos de 50

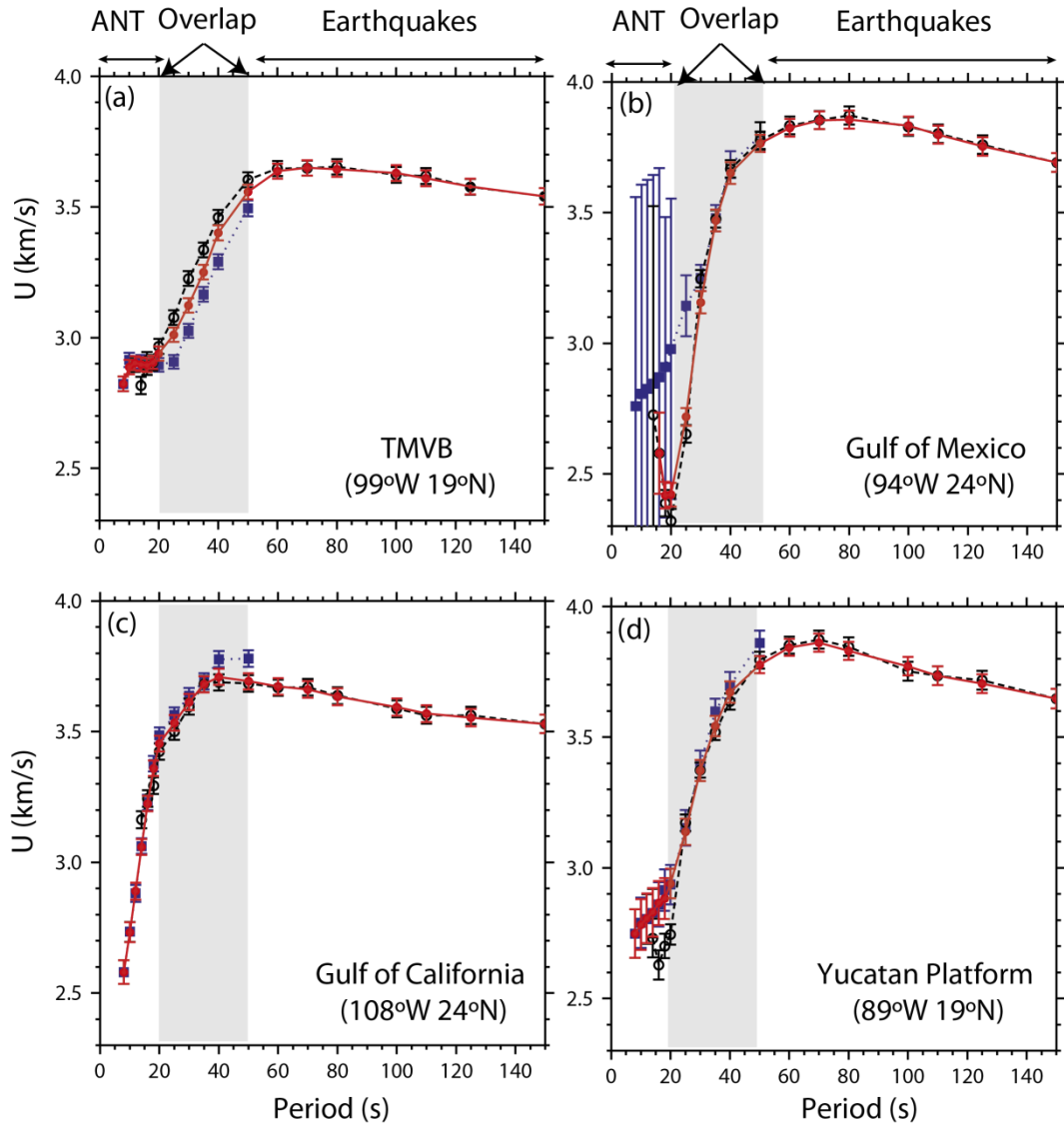


Figura 6.7: Ejemplos de combinación de velocidades de grupo de ondas Rayleigh provenientes de tomografía de ruido ambiente y de terremotos para cuatro puntos. Los cuadrados y la línea punteada azules marcan las velocidades obtenidas con ANT; los círculos sin relleno y línea discontinua negros indican las velocidades obtenidas con tomografía de terremotos; los círculos rellenos y la línea continua rojos muestran la velocidad como combinación de las dos según el método descrito en el texto. Las barras de error indican la resolución en cada periodo normalizada por 2500 km. La normalización se realiza para que a las medidas de velocidad con resolución  $\leq 250$  km les correspondan barras de error  $\leq 0.1$  km/s. El área gris indica los periodos en los que se combinan las velocidades obtenidas con los dos métodos.

s, aunque ANT da buenos resultados, está fuera de la banda de los microsismos donde se obtienen mejores correlaciones entre registros de ruido. En el caso extremo de los nodos en que ANT no tiene resolución  $\leq 250$  km en los periodos cortos, se toma la tomografía de terremotos para completar la curva de dispersión si su resolución es  $\leq 500$  km (Figura 6.7.b). Al unir las curvas se pueden generar saltos bruscos en la curva de dispersión. Para evitar esto se suaviza la curva teniendo en cuenta los valores adyacentes. El suavizado consiste en calcular la media entre las medidas adyacentes y la medida central ponderada con un peso  $\omega$  según la ecuación:

$$v_i^s = \frac{v_{i-1} + \omega * v_i + v_{i+1}}{\omega + 2} \quad (6.1)$$

donde  $v_i$  es la velocidad en un periodo determinado,  $v_{i-1}$  y  $v_{i+1}$  son los valores de velocidad adyacentes y  $v_i^s$  es la medida de velocidad suavizada.

Se han probado diferentes pesos de suavizado y se han comprobado visualmente las diferencias entre la curva combinada y su versión suavizada para evitar incorporar medidas erróneas en los datos. Finalmente se ha elegido  $\omega = 2$ . En todas las curvas suavizadas la variación generada por el suavizado es menor que la diferencia entre las velocidades procedentes de ANT y de tomografía con terremotos. Con todo esto se obtienen curvas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh desde 8 hasta 150 s, un rango de periodos más amplio que el obtenido utilizando tomografía de terremotos o de ruido sísmico únicamente.

Las diferencias obtenidas en este trabajo entre velocidades de grupo procedentes de tomografía de terremotos y de correlaciones de ruido sísmico son del 0.09%, 1% y 0.8% para 20, 30 y 50 s de periodo, respectivamente. En la Figura 6.8 se muestran los mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenidas con los dos métodos para estos periodos. Las mayores diferencias se producen en las zonas cercanas al límite de resolución  $\leq 250$  km de ANT y en el TMVB. Los histogramas de la Figura 6.9 muestran una distribución bastante simétrica de la diferencia en cada periodo. Sin embargo, la diferencia media de velocidades es positiva para periodos mayores que 30 s, lo que indica que las velocidades obtenidas con tomografía de terremotos son ligeramente mayores que las obtenidas con ruido para estos periodos. Este resultado se ha observado también en otros estudios en los que comparan velocidades de fase de ondas superficiales provenientes de terremotos y de ANT (Yao *et al.*, 2006; Lin *et al.*, 2008; Yang y Ritzwoller, 2008; Yao *et al.*, 2008; Ritzwoller *et al.*, 2011; Zhou *et al.*, 2012). Las diferencias medias de velocidad de grupo de este trabajo son mayores que las obtenidas en tres de los cuatro ejemplos mencionados. Las diferencias que obtienen estos autores varían entre el 0.5 y el 0.1% para periodos entre 25 y 40 s, excepto las calculadas por Yao *et al.* (2006) que varían entre el 1 y el 3% y son del mismo valor e incluso mayores que las obtenidas en este trabajo. El hecho de que en el presente trabajo se

obtengan diferencias mayores que en otros estudios puede deberse a que las velocidades comparadas son de grupo, y no de fase. Las velocidades de grupo tienen mayor variabilidad que las de fase, que suelen ser más estables (Figuras 4.11 y 5.7).

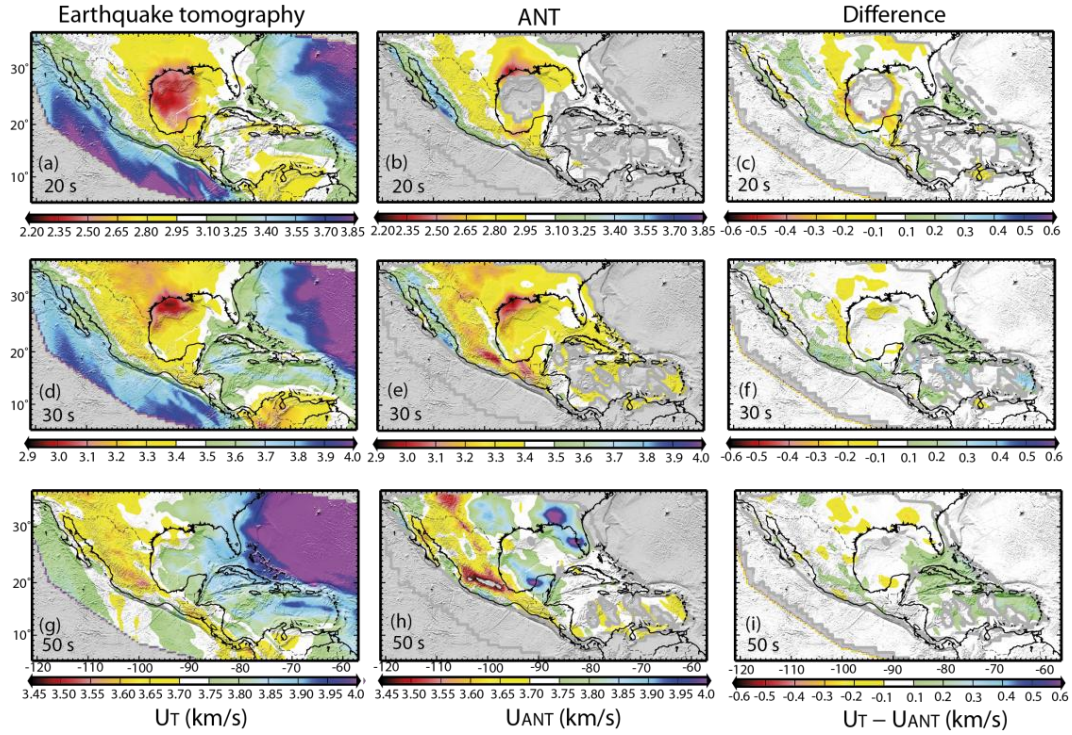


Figura 6.8: Tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida con registros de terremotos (a), (d) y (g); obtenida con correlaciones de ruido sísmico (b), (e) y (h) y la diferencia entre ambas (c), (f) e (i) para periodos de 20, 30 y 50 s. Se muestran los resultados con resolución  $\leq 250$  km.

La variabilidad de la velocidad de grupo y la utilización de distribuciones de trayectorias diferentes en ANT y en la tomografía a partir de terremotos, contribuyen a la generación de las diferencias halladas entre las velocidades de cada tomografía.

### 6.3.2. Sensibilidad del modelo de $v_s$ a cambios en la velocidad de grupo

La combinación de las velocidades provenientes de ANT y de tomografía de terremotos cambia la forma y los valores de la curva de dispersión y puede afectar a los resultados de la inversión. Con el objetivo de cuantificar el efecto de estas diferencias en el modelo óptimo obtenido, se comparan los modelos generados al invertir la misma curva de dispersión de velocidad de fase con dos curvas distintas de velocidad de grupo. La diferencia de velocidad de grupo máxima utilizada en esta prueba es de 0.2 km/s (Figura 6.10a). Este valor es un caso extremo encontrado en pocas medidas de la diferencia entre las velocidades de ANT y de la tomografía a partir de terremotos (Figura 6.9).

En la prueba se realizan dos inversiones: En una de ellas la velocidad de grupo utilizada se

calcula con los resultados de ANT de periodo  $< 20$  s, y con los de tomografía con terremotos con  $T \geq 20$  s (que es como se ha realizado la combinación en este estudio); En la otra inversión, la velocidad de grupo es combinación de los resultados de ANT de periodo  $< 50$  s y de los de tomografía con terremotos para  $T \geq 50$  s. La velocidad de fase es la misma en ambas inversiones y proviene de ANT.

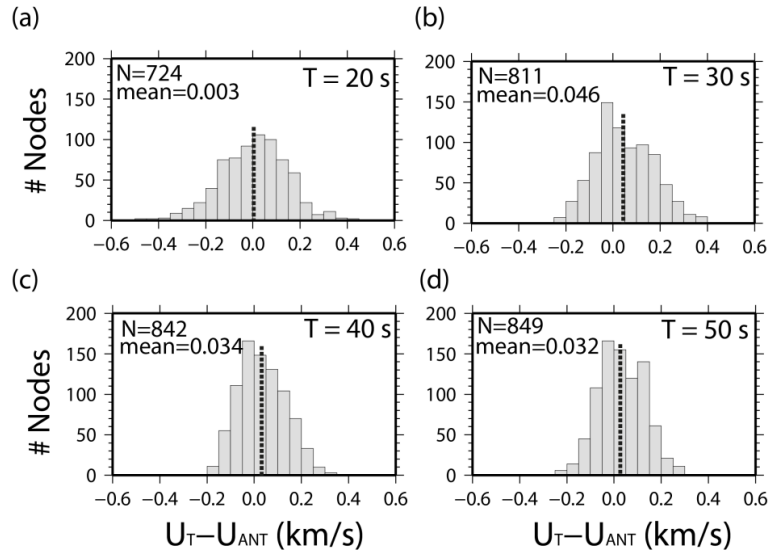


Figura 6.9: Histogramas de la diferencia entre la velocidad de grupo de ondas Rayleigh obtenida con tomografía de terremotos ( $U_T$ ) y la de ruido sísmico ( $U_{ANT}$ ) para periodos de (a) 20, (b) 30, (c) 40 y (d) 50 s. En cada gráfica se muestra el número total de nodos en los que se calcula la diferencia (N) y la media de la diferencia de velocidades (línea discontinua).

Los resultados de la prueba muestran que la norma L2, o el desajuste, de ambas inversiones es parecida: 0.12 km/s en la inversión de la curva 1 y 0.13 km/s en la de la 2. La máxima diferencia de velocidad entre los dos modelos óptimos es del 6% y la máxima diferencia de profundidad es 4 km. Los dos modelos óptimos de  $v_S$  se encuentran dentro del espacio de modelos aceptados de ambas inversiones (Figura 6.10). Este resultado indica que los modelos de velocidad  $v_S$  que se obtienen de la inversión están dentro del espacio de modelos aceptados, a pesar de las diferencias obtenidas en la velocidad de grupo al combinar los resultados de dos métodos diferentes, en el caso de este trabajo, ANT y tomografía de terremotos.

### 6.3.3. Norma L2 y longitud del paso de búsqueda

El desajuste de la inversión se ha calculado utilizando la norma L2. Además, se puede obtener información sobre el grado de variabilidad del modelo estimado a partir de la longitud final del vector de búsqueda de las variables de la inversión.

El valor de L2 cuantifica el desajuste de las medidas observadas con las obtenidas con el



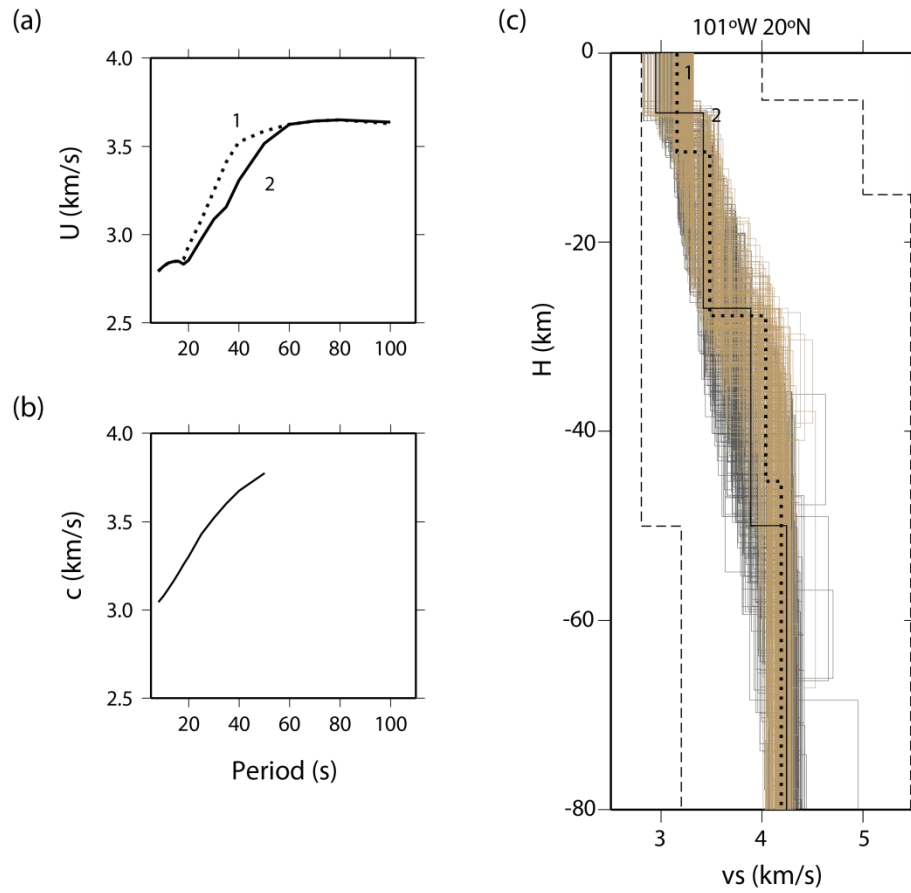


Figura 6.10: Ejemplo de inversión de dos curvas de dispersión de velocidad de grupo generadas mediante una combinación diferente de los resultados de la tomografía con ruido sísmico y con terremotos. (a) Velocidades de grupo provenientes de ANT y de tomografía con terremotos combinadas de dos maneras diferentes: (1) Velocidades de ANT para  $T \leq 50$  s y de terremotos para  $T > 50$  s (línea punteada); (2) Velocidades de ANT para  $T < 20$  s y de terremotos para  $T \geq 20$  s (línea continua). (b) Velocidad de fase de ondas Rayleigh procedente de ANT. (c) Modelo óptimo de  $v_s$  obtenido de la inversión conjunta de la velocidad de fase (c) y la velocidad de grupo 1 en (a) (línea punteada). Modelo óptimo obtenido de la inversión conjunta de la velocidad de fase (c) y la velocidad de grupo 2 en (a) (línea negra continua). Las líneas marrones son los modelos aceptados en la inversión del modelo óptimo 1. Las líneas gris oscuro son los modelos aceptados en la inversión del modelo óptimo 2. Las líneas discontinuas definen el espacio de búsqueda del algoritmo de inversión.

modelo óptimo y ofrece información sobre el grado de convergencia de la inversión. Un valor pequeño de  $L2$  indica un buen ajuste de los datos; sin embargo no implica en todos los casos que el modelo final esté mejor constreñido que si se obtiene un  $L2$  mayor. Por ejemplo, en algunas zonas de la placa de Cocos, del Caribe y del golfo de México se obtienen valores bajos ( $< 0.12$  km/s) de  $L2$  (Figura 6.11), indicativo de que las curvas de dispersión observadas y calculadas a partir del modelo óptimo son bastante similares. Sin embargo, este resultado no significa que el modelo esté correctamente definido, ya que en estas zonas la inversión se realiza ajustando solamente la velocidad de grupo. En estos puntos el observable que se ajusta es la velocidad de grupo proveniente de la tomografía de terremotos. Esto implica que el modelo invertido ajusta únicamente un observable, en este

caso una curva de velocidad de grupo y en un rango menor de periodos. De este modo el ajuste de la inversión es bueno, bajo L2, pero se debe a la menor restricción en la determinación del modelo.

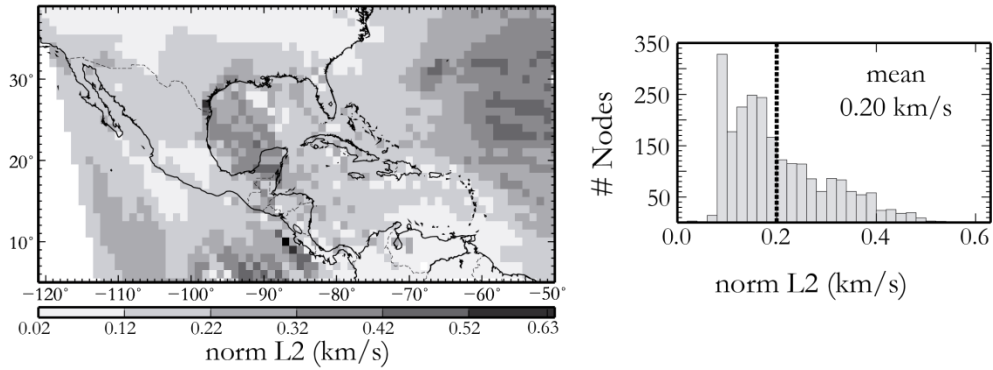


Figura 6.11: (a) Mapa e histograma de la norma L2 del ajuste de la inversión en cada nodo. La media está indicada con una línea discontinua.

El vector de búsqueda de cada parámetro disminuye su longitud según se acerca a un mínimo. Esto hace que el valor final de la longitud de este vector ofrezca información sobre lo bien determinado que está cada parámetro libre en la inversión. Las Figuras 6.12 y 6.13 muestran las longitudes finales del vector de búsqueda para las siete variables de la parametrización: las cuatro velocidades y los tres espesores para cada nodo invertido. Las longitudes del vector de búsqueda de las velocidades de las capas son cortas en la zona de México y sus mayores valores están en los límites norte y sur del área de estudio. Lo mismo ocurre con las longitudes del vector de búsqueda del espesor de la primera capa. En contraste, la longitud media del vector de búsqueda del espesor de la segunda y de la tercera capa es significativamente mayor que la obtenida para la primera. El vector final de búsqueda del espesor de la tercera capa es el que tiene las mayores longitudes, con longitudes finales del orden del valor inicial establecido en la inversión en todas las pruebas realizadas. Las largas longitudes del vector de búsqueda del espesor de la tercera capa también son grandes en los nodos en los que la resolución de la tomografía es  $\leq 250$  km. La longitud final media del vector de búsqueda de las velocidades del modelo oscila entre 0.2 y 0.4 km/s, mientras que la de los espesores de las capas ronda desde las decenas de kilómetros hasta valores medios de 60 km para el espesor de la última capa.

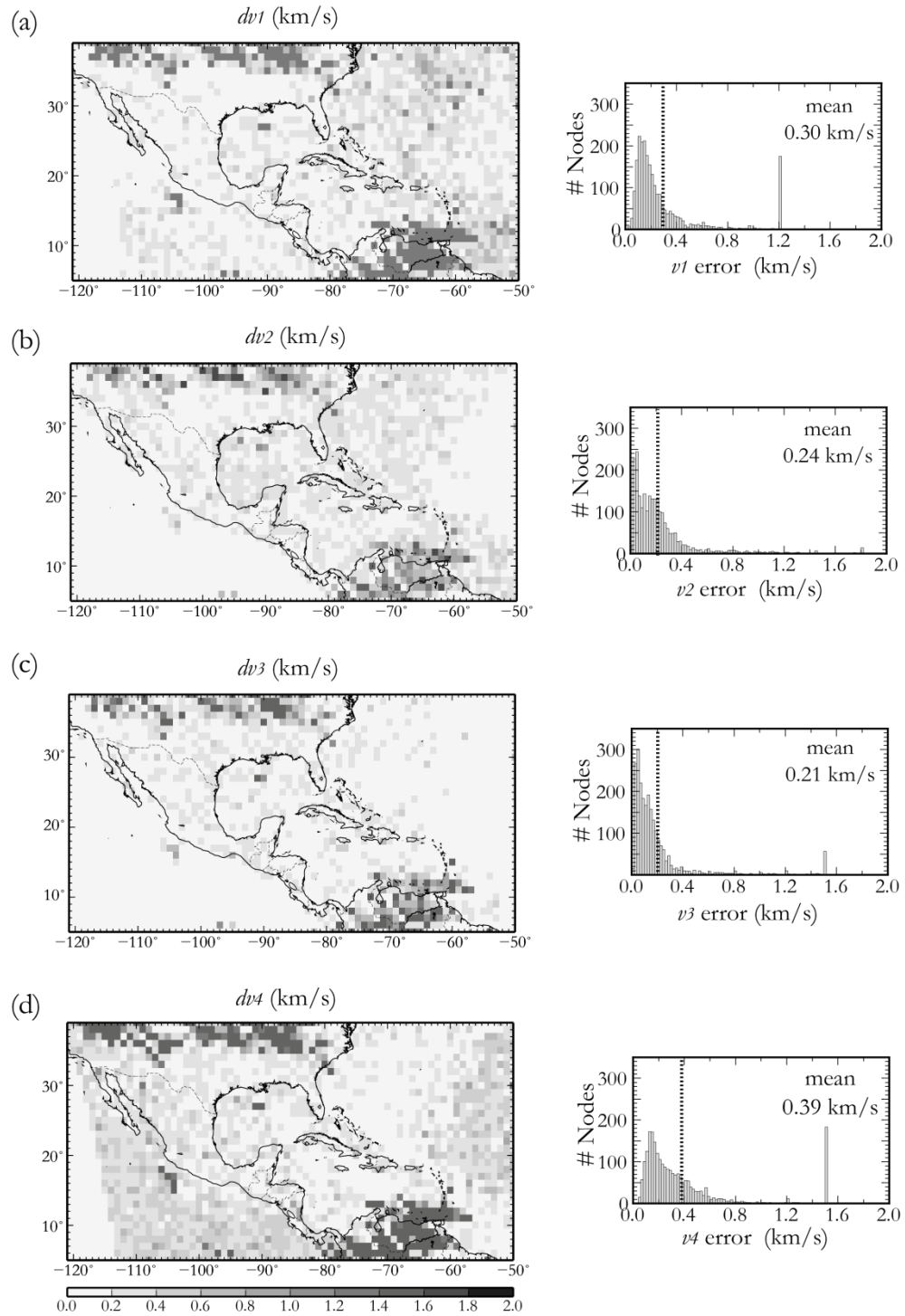


Figura 6.12: (a), (b), (c) y (d) Mapas e histogramas de la longitud final del vector de búsqueda de las velocidades de las tres capas y el semiespacio del modelo. (a) Longitud final de la velocidad de la primera capa,  $dv_1$ . (b) Longitud final de la velocidad de la segunda capa,  $dv_2$ . (c) Longitud final de la velocidad de la tercera capa,  $dv_3$ . (d) Longitud final de la velocidad del semiespacio,  $dv_4$ . La media está indicada en cada histograma con una línea discontinua.

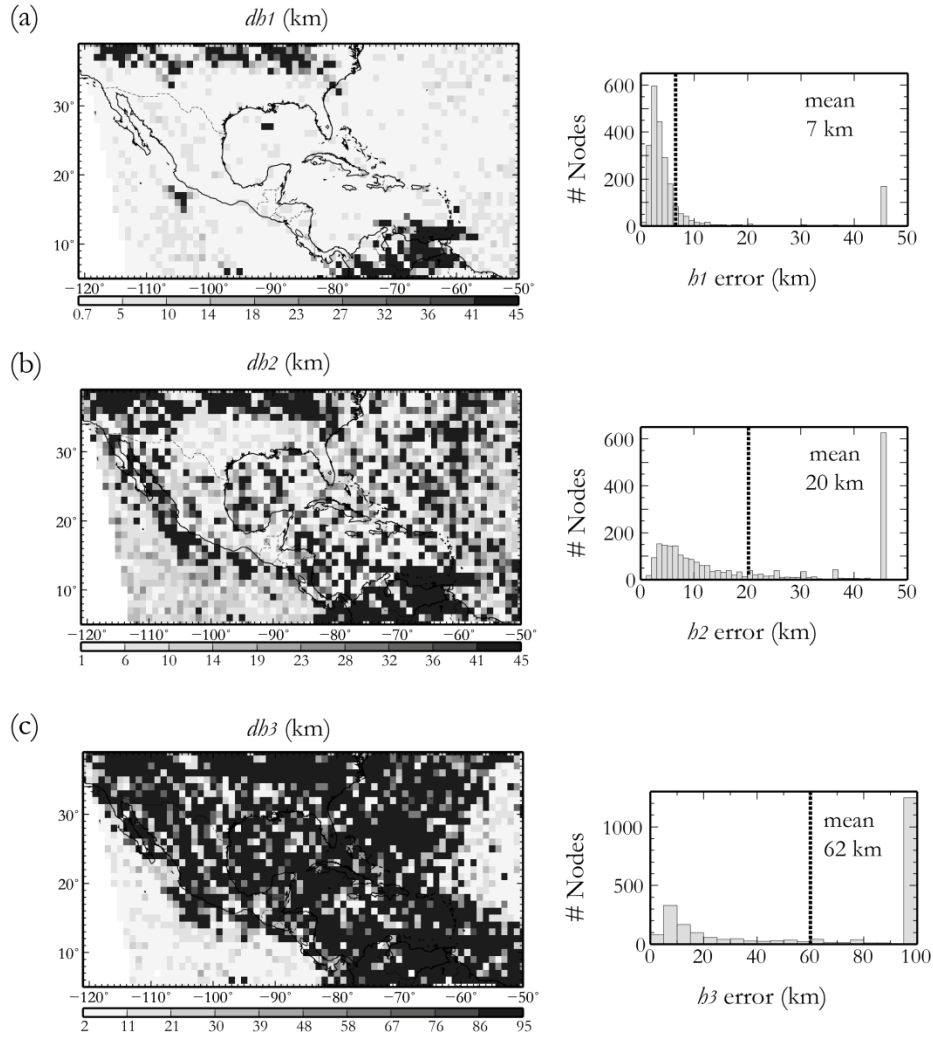


Figura 6.13: (a), (b) y (c) Mapas e histogramas de la longitud final del vector de búsqueda del espesor de las tres capas del modelo. (a) Longitud final del espesor de la primera capa,  $db_1$ . (b) Longitud final del espesor de la segunda capa,  $db_2$ . (c) Longitud final del espesor de la tercera capa,  $db_3$ . La media está indicada en cada histograma con una línea discontinua.

#### 6.3.4. Modelos 1D de velocidad de onda S

En la Figura 6.14 se muestran cuatro ejemplos de inversiones 1D realizadas en nodos de la malla situados en distintas provincias tectónicas. Estos ejemplos muestran el ajuste de los observables (velocidad de grupo y de fase) con los predichos por el modelo óptimo obtenido de la inversión. Los modelos óptimos ajustan bien los periodos cortos, pero tienen un desajuste mayor en los periodos largos ( $T > 80$  s). Es probable que el ajuste en los largos periodos se pueda resolver con una parametrización con más capas que permita refinar las velocidades del manto. Con el fin de comprobar esto, se han realizado pruebas con modelos definidos con 6 capas y la admisión de modelos óptimos con capas de baja velocidad. De estas pruebas se infiere que sólo en algunos casos esta parametrización ajusta mejor los

periodos largos. Debido al mejor ajuste de las velocidades para periodos  $\leq 80$  s, y al rango de periodos utilizado en la velocidad de grupo (8-110 s) y en la de fase (8-50 s) de ondas Rayleigh, los modelos invertidos constriñen la estructura sísmica desde las profundidades más superficiales hasta alrededor de 60-70 km (Figura 5.23) en México. La estructura cortical en el GOM, el Caribe y Centroamérica no está tan bien constreñida como en México debido a la falta de trayectorias de ANT para periodos menores que  $\sim 15$  ó 20 s, como muestran los mapas de densidad de trayectorias de velocidad de ondas Rayleigh a diferentes periodos del capítulo anterior.

El hecho de que los modelos aceptados estén agrupados en una región concreta del espacio de posibles soluciones y en torno al modelo óptimo, ofrece una idea sobre la robustez del algoritmo de inversión en la convergencia hacia un mínimo, o también que los datos constriñen bien el modelo. En cada nodo se permite un número máximo de  $3 \cdot 10^5$  cálculos del problema directo. El número de modelos probados en la inversión varía para cada nodo, dependiendo de la velocidad de convergencia en cada uno.

Los ejemplos mostrados en la Figura 6.14 ofrecen una imagen de la heterogeneidad de la estructura sísmica (hasta 80 km) del área de estudio.

El ejemplo de modelo obtenido en la provincia del TMVB muestra una corteza gruesa ( $> 40$  km) con poco contraste de velocidades entre las capas. Este modelo comparte rasgos parecidos al de Iglesias et al. (2010) para una posición similar en el TMVB (Figura 5.26). En cambio, en el ejemplo de modelo del golfo de México se obtiene un espesor cortical de  $\sim 30$  km con un modelo simple de una capa de velocidad constante. Este resultado podría deberse, bien a que las heterogeneidades de la estructura sísmica de la corteza del Golfo son menores que la resolución de los datos de este estudio, es decir, anomalías de velocidad de pequeña dimensión horizontal ( $< 500$  km) o en profundidad ( $< 5$  km), o bien, a la falta de medidas de velocidad para  $T < 20$  s. Esta última causa se podría solventar mediante la utilización de datos provenientes de trayectorias más cortas (e.g., datos de OBS en el golfo de México) y/o un método de extracción de ondas superficiales de correlaciones de ruido sísmico más eficaz que extraiga la señal determinista con un SNR mayor que el obtenido aquí. Por ejemplo se puede utilizar el apilado con coherencia de la fase (Schimmel et al., 2010) cuyas mejoras en la SNR de las correlaciones se muestran en el capítulo 3 de esta memoria.

El ejemplo del golfo de California también es un modelo de velocidad simple con velocidad constante y un espesor cortical de  $\sim 15$  km. Esto concuerda con una corteza continental adelgazada o una litosfera oceánica incipiente, tal y como obtienen diferentes estudios sobre la estructura cortical realizados en la zona (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007;

Lizarralde et al., 2007; Persaud et al., 2007; Wang et al., 2009; Savage y Wang, 2012; Zhang y Paulssen, 2012).

En la plataforma de Yucatán se obtiene un modelo con una corteza heterogénea de espesor en torno a 35 km, con tres capas de diferente velocidad y con mayor contraste de velocidad entre la corteza y el manto que en el ejemplo del TMVB. Esta estructura es coherente con su origen continental en el extremo sur de EE.UU., antes de rotar y posicionarse durante el Jurásico junto a los terrenos de México.

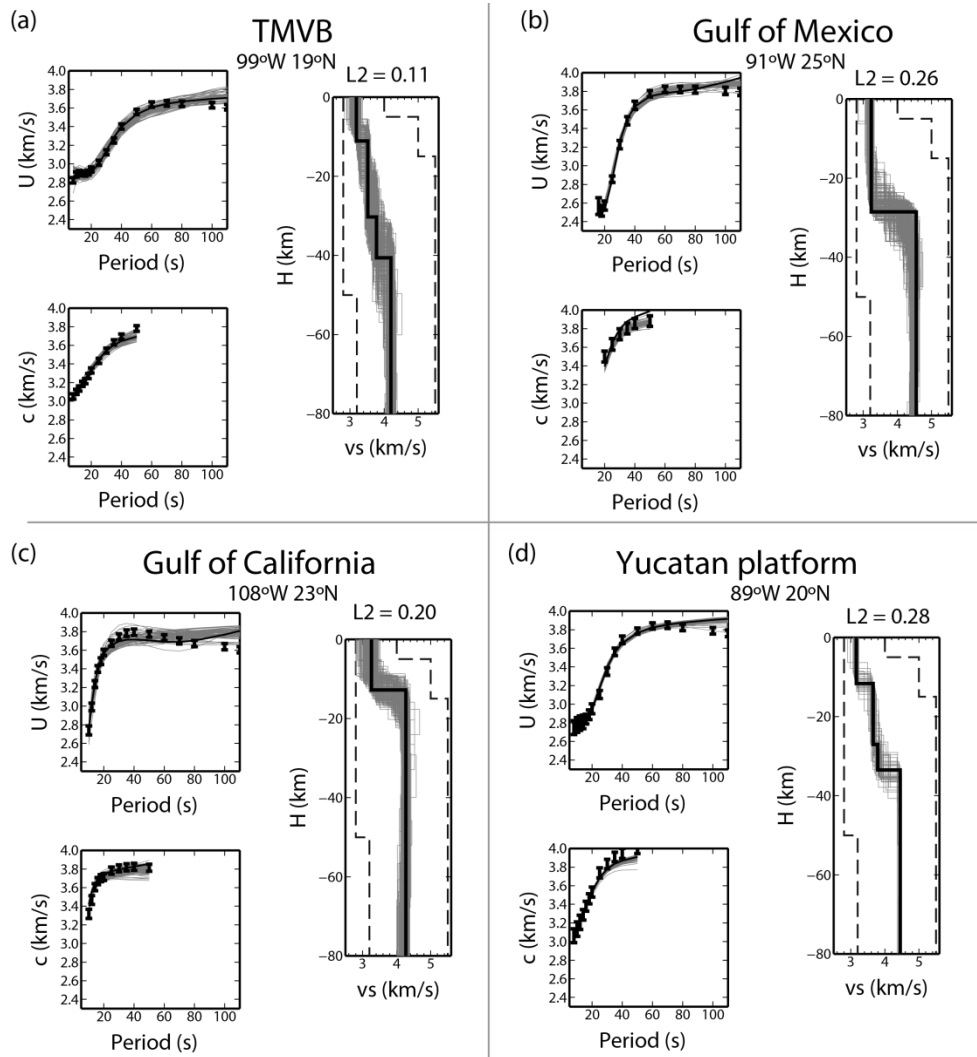


Figura 6.14: Ejemplos de inversión con *simulated annealing* en cuatro nodos diferentes de la malla. En las gráficas de las curvas de dispersión los círculos son las medidas de velocidad extraídas de la tomografía, las barras de error indican la resolución de la tomografía normalizada por 2500; la línea negra es la velocidad de grupo y de fase correspondiente al modelo óptimo; las líneas grises son las velocidades que generan los modelos aceptados (aquellos con  $L2 \leq 2$  veces el ajuste del modelo óptimo). En las gráficas de  $v_s$  en función de la profundidad la línea negra es el modelo óptimo de la inversión; las líneas grises son los modelos aceptados y las líneas discontinuas son los límites del espacio de búsqueda de modelos.

### 6.3.5. Mapas de velocidad de onda S

Los modelos óptimos 1D obtenidos en cada nodo se combinan para obtener mapas de velocidad de onda S a diferentes profundidades (Figura 6.15). En ellos se observan nuevas características sobre la estructura sísmica de la región y algunas ya inferidas de los estudios de ondas superficiales.

La localización de las regiones referidas en la discusión del modelo de velocidad se muestran en la Figura 1.1 y en la Figura 6.17.

- **5 - 12 km**

Las velocidades de ondas S a estas profundidades muestran rasgos de la corteza. El modelo de  $v_s$  permite acotar en profundidad los rasgos observados en las velocidades de grupo y de fase de las ondas superficiales en los cortos periodos, tales como, el espesor de algunas cuencas sedimentarias. Un ejemplo de esto es la obtención de velocidades bajas ( $\sim 2.9$  km/s) en la desembocadura del río Colorado hasta 5 km de profundidad. En la cuenca del Misisipi (ME), se observan bajas velocidades ( $\sim 2.8$  km/s) limitadas en el norte por el frente del orógeno Ouachita (Figura 6.1) y continúan hacia el oeste siguiendo la frontera entre Estados Unidos y México hasta la costa del Pacífico. Estas bajas velocidades se observan a 5 km de profundidad y coinciden geográficamente con la cuenca del Río Grande desde su desembocadura hasta el borde oeste de las Grandes Llanuras y continúan hacia el oeste entre la provincia de Basin and Range estadounidense y mexicana hasta el sistema de fallas de San Andrés en California.

Las bajas velocidades en las Llanuras Costeras del Golfo (GCP), en concreto en la cuenca del Misisipi se observan hasta 12 km de profundidad, lo que coincide con el modelo 3D de  $v_s$  de Bensen et al. (2009) en Estados Unidos y con el modelo de espesor de sedimentos de (Laske y Masters, 1997) (Figura 6.2). En el modelo obtenido en este trabajo también se obtienen velocidades bajas hasta 12 km de profundidad en la cuenca de Veracruz, al sur de las GCP. Estos resultados indican una mayor potencia sedimentaria en las Llanuras Costeras del Golfo frente a la del delta del Colorado, resultado previamente inferido con las velocidades de las tomografías.

A 5 km de profundidad se observan altas velocidades (3.29 - 3.38 km/s) en zonas correspondientes a cordilleras como la Sierra Madre Oriental (SO<sub>r</sub>), la Occidental (SO<sub>c</sub>) y la del Sur (SS). A mayor profundidad ( $\sim 12$  km) las velocidades altas ( $\sim 3.5$  km/s) se observan en toda la extensión de estos orógenos, en el Basin and Range mexicano y en la parte central y oeste del TMVB. Las mayores velocidades en el continente ( $\sim 3.6$  km/s) se obtienen en el sur de las Grandes Llanuras y el norte de la Sierra Madre Oriental cuya localización corresponde a rocas Precámbricas. Este resultado concuerda con las velocidades de ondas



Rayleigh y Love en los periodos cortos (10-14 s) obtenidas con ANT en este trabajo.

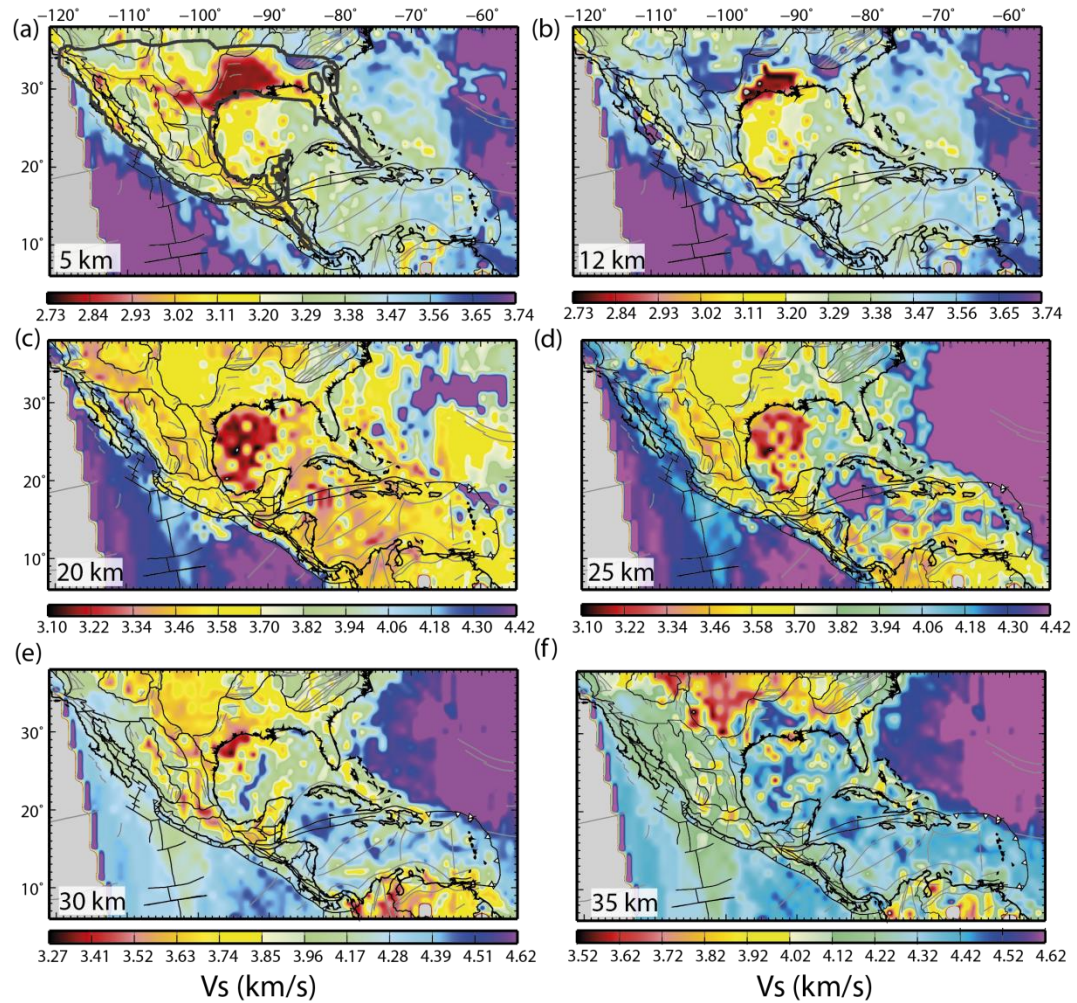


Figura 6.15: Mapas del modelo óptimo de velocidad  $v_s$  obtenidos de la inversión para diferentes profundidades: 5 km (a), 12 km (b), 20 km (c), 25 km (d), 30 km (e) y 35 km (f). La línea continua en el mapa 5 km de profundidad es el contorno de resolución de 250 km de ANT a 10 s de periodo.

### • 20 - 25 km

A estas profundidades se obtienen altas velocidades (4.18 – 4.30 km/s) desde el sur del golfo de California y hacia el noroeste a lo largo de la costa de México hasta el sistema de fallas de San Andrés. Estas altas velocidades son indicativas de una corteza delgada en esta zona. Las mayores velocidades se observan en el sur, en el sistema de fallas y centros de extensión con creación de nueva corteza; y en el norte, donde el rift está más evolucionado. El modelo a estas profundidades define con claridad los límites de la corteza adelgazada de la Provincia Extensional del Golfo identificada por las altas velocidades que rodean al oeste y sur el Colorado Plateau y se adentran en la parte oeste de la Sierra Madre Occidental.

En toda la corteza del GOM se observa un contraste de velocidades entre el este y el oeste. En la parte oeste del Golfo las velocidades son menores ( $\sim 3.11 - 3.2$  km/s) que en el este



(3.29 - 3.82 km/s). Este contraste concuerda con resultados de tomografía de *Vdovin et al.* (1999) y con los de tomografía de terremotos de velocidad de ondas Rayleigh a 20 s y Love a 30 s obtenidos en este trabajo. La explicación de las bajas velocidades en el oeste del Golfo no es clara, ya que pueden ser indicativas de una corteza más gruesa en esta zona, la presencia de fluidos en la corteza, una litología de baja velocidad o la poca restricción de  $v_s$  en las capas corticales más superficiales por la falta de observaciones en periodos  $< 20$  s. Una característica llamativa es la observación de un patrón de velocidades similar al de la Provincia Extensional del Golfo en la cuenca de Veracruz, en el golfo de México. Esta cuenca coincide con la parte sur de la falla de cizalla Tehuantepec que acomodó la rotación antihoraria del Bloque Maya en la apertura del golfo de México (*Dickinson y Coney*, 1980; *Pindell*, 1985; *Ortega-Gutiérrez et al.*, 1994). Estas velocidades indican una corteza delgada, en acuerdo con las profundidades someras del techo del Jurásico en esta cuenca frente a las profundidades de otras cuencas aledañas de las Llanuras Costeras del Golfo obtenidas de datos de pozo de petróleo (*Cantú-Chapa*, 2008).

A 25 km las velocidades de algunas zonas de la placa Caribe, como, la cuenca de Yucatán, surco Caimán, el norte de las cuencas de Granada, Venezuela y Colombia, coinciden con las mayores velocidades de la placa de Cocos y las de la parte oceánica de la NAM ( $\sim 4.2$  km/s). Estas velocidades muestran la heterogeneidad de la estructura sísmica de la corteza de las cuencas de la placa Caribe e indican que dichas zonas tienen menor espesor cortical que las circundantes.

A estas profundidades es destacable también la baja velocidad en torno a la dorsal Pacífica, en comparación con la velocidad en zonas de la placa de Cocos más alejadas de la dorsal y de mayor edad (e.g., *Pardo y Suárez*, 1995), en concreto al sur de la dorsal Tehuantepec.

- **30 - 35 km**

Lo más característico a esta profundidad es el contraste entre las bajas velocidades del centro del continente de la placa NAM (e.g., Llanuras Costeras del norte del Golfo, Grandes Llanuras, Colorado Plateau, el este de SOc, SOr, centro y este del TMVB, istmo de Tehuantepec, plataforma de Yucatán y norte Sudamérica) y las altas del oeste de Norteamérica, la placa Caribe y el centro del GOM, posiblemente asociadas a un mayor y menor espesor cortical, respectivamente.

Las menores velocidades se observan en la parte norte del golfo de México. Esto indica una corteza más gruesa en esta zona que en el resto del GOM, lo que coincide con modelos de corteza a partir de medidas de gravedad y sísmica de refracción (e.g., *Bird et al.*, 2005) en los que obtienen espesores de corteza en torno a 30 km bajo el margen norte continental.

Las mayores velocidades a esta profundidad, sin tener en cuenta las altas velocidades en la parte oceánica de la placa NAM, se observan en el golfo de México y cerca de la dorsal Caimán. El modelo muestra una zona estrecha con dirección NNE de velocidad mayor que la del resto del golfo de México, probablemente relacionada con un vestigio de su apertura en el Jurásico, ya que coincide con la zona más joven del golfo (e.g., *Müller et al.*, 2008) y está localizada entre los depósitos de sal de los márgenes continentales del norte y del sur del GOM separados en su apertura. Sin embargo, su dirección no coincide exactamente con la dorsal extinta del modelo de evolución tectónica de *Pindell y Kennan* (2009), con la corteza oceánica planteada por varios autores (e.g., *Swayer et al.*, 1991), ni con la localización del centro de extensión propuesto por *Bird et al.* (2005), todos con dirección ENE.

A 35 km de profundidad la anomalía de alta velocidad en el GOM es más difusa. A esta profundidad se revela un contraste de velocidades en el sur de Estados Unidos entre las altas al sur de la orogenia Ouachita y las bajas en las Grandes Llanuras y en la parte este del Colorado Plateau que indica una diferencia notable de espesores corticales. El modelo muestra velocidades intermedias a éstas en casi todo México.

- **50 – 80 km**

A estas profundidades el modelo caracteriza la estructura sísmica del manto. Las velocidades de onda S del manto muestran la misma dicotomía obtenida en los resultados de tomografía de ondas superficiales en los largos periodos. Las bajas velocidades se obtienen en la parte oeste de la placa de Norteamérica y Caribe. Estas velocidades se observan al oeste de las grandes llanuras, a lo largo de México continental hasta el istmo de Tehuantepec, y continúan a lo largo de Centroamérica. Las bajas velocidades coinciden con las regiones de la zona de subducción Mesoamericana en las que existen arcos volcánicos activos mientras que las altas velocidades del istmo de Tehuantepec corresponden a la zona en la que hay ausencia de arco volcánico activo. Además de esta coincidencia, el salto abrupto entre las bajas velocidades en la mayor parte de México continental, y las altas en la plataforma de Yucatán, apoya los modelos de evolución tectónica que sitúan el origen de Yucatán ajeno a los terrenos mexicanos y su posterior posicionamiento en la localización actual (e.g., *Pindell y Kennan*, 2009).

Las menores velocidades mantélicas se observan en el B&R, SOc y norte del TMVB donde diversos estudios infieren intrusión de material astenosférico vinculada con la evolución de la subducción a lo largo del margen activo de la placa NAM (e.g., *Wernicke et al.*, 1988; *Ferrari*, 2004; *Ferrari et al.*, 2007). Estas velocidades mantélicas tan bajas coinciden con las anomalías negativas de gravedad de Bouguer (Figura 6.16). La anomalía de gravedad se ha calculado aplicando la corrección completa de Bouguer a los datos de satélite de medidas de gravedad de aire libre (*Sandwell y Smith*, 1997) utilizando el código FA2BOUG (*Fullea et al.*,

2008). El modelo de velocidad también muestra bajas velocidades en torno a la dorsal de la placa Pacífica. La localización de estas velocidades coincide con las regiones de menor espesor litosférico y están relacionadas con la temperatura del manto. Esta relación está apoyada por la observación de altas velocidades en la parte estable de la placa de Norteamérica.

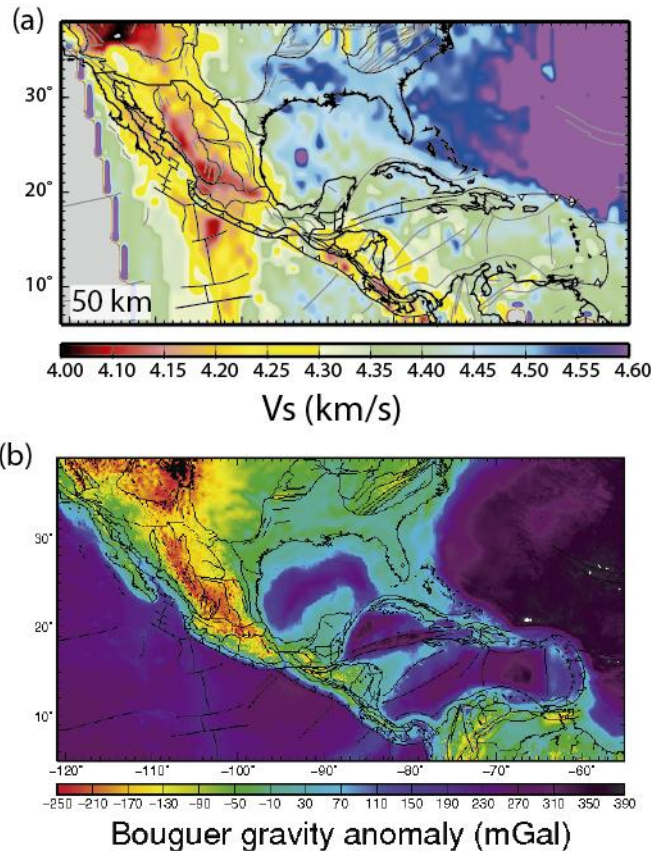


Figura 6.16: Mapa del modelo óptimo de velocidad de onda S a 50 km de profundidad. (b) Mapa de anomalía de gravedad de Bouguer.

### 6.3.6. Perfiles en profundidad

La proyección del modelo 3D a lo largo de perfiles verticales se realiza interpolando bilinealmente las cuatro medidas más cercanas en cada profundidad.

#### 6.3.6.1. Modelo $v_s$ de la placa de Norteamérica

- *Corteza*

La corteza de la placa de Norteamérica presenta gran heterogeneidad de velocidades tanto en profundidad como lateralmente. En la corteza más superficial las velocidades más bajas se observan en cuencas sedimentarias (*e.g.*, GCP y desembocadura del río Colorado) y bajo las zonas volcánicas activas (*e.g.*, TMVB y CAVA). Las menores velocidades ( $\leq 3$  km/s) se

obtienen en las Llanuras Costeras del golfo de México. Estas velocidades se observan hasta profundidades de 12 km en la cuenca del Misisipi. Las velocidades obtenidas en esta cuenca coinciden con las del modelo regional de  $v_s$  para Estados Unidos (*Bensen et al.*, 2009) donde también alcanzan los 10 km de profundidad (Figura 6.17). Estos autores atribuyen la observación de las bajas velocidades hasta esta profundidad al suavizado que realizan de los datos. En este trabajo las velocidades no están suavizadas en profundidad. Sin embargo, en este estudio tampoco se puede asegurar ese valor ya que, el error asociado a la variación en la profundidad, definido como la longitud final del vector de búsqueda del espesor de la primera capa, varía entre 0.7 y 5 km en los nodos de esa región (Figura 6.13).

Si se comparan las velocidades corticales de este estudio con las de *Bensen et al.* (2009), en ambos modelos se observa una diferencia de  $v_s$  entre el oeste y el este de la placa de NAM, lo que estos autores denominan dicotomía cortical E-O (CDEW en sus siglas en inglés), con aumento de velocidad hacia el este. Este aumento se aprecia claramente en la corteza inferior, cuyas velocidades en el B&R son menores que en las Grandes Llanuras, y éstas a su vez tienen velocidades menores que las del oriente de las Llanuras Costeras. Otras observaciones comunes con los resultados de *Bensen et al.* (2009) son las bajas velocidades obtenidas en la corteza en el B&R ( $\sim 3.1$  km/s corteza superior y  $\sim 3.5$  km/s corteza inferior), que ellos asocian a alta temperatura en esta provincia extensional, evidenciada por los altos valores del flujo de calor en esta zona (*Blackwell et al.*, 1990).

En los perfiles de velocidad del golfo de California se observa claramente la heterogeneidad de velocidades corticales a lo largo de él, con velocidades más bajas en el norte (Figura 6.17) y mayores en el sur (Figura 6.19, perfil A-A'). La variación de velocidades corticales en el golfo de California coincide con los rasgos principales de diferentes estudios de tomografía local (e.g., *Zhang et al.*, 2007 ; *Zhang y Paulssen*, 2012). En el norte del golfo las velocidades bajas de la primera capa del modelo ( $\sim 3.0 - 3.1$  km/s) probablemente sean el efecto de los sedimentos que rellenan las cuencas de rift del norte del golfo, que llegan a alcanzar hasta 7 km bajo la cuenca de Tiburón situada entre  $29^\circ - 30^\circ$  y que en su mayor parte provienen del río Colorado (*González-Fernández et al.*, 2005).

También llama la atención la diferencia de velocidades entre la corteza de la placa Pacífica y de la placa de Norteamérica bajo el océano y cerca de la costa (Figura 6.19, perfil A-A'). En estas zonas las velocidades corticales de la placa del Pacífico ( $\sim 3.6 - 3.7$  km/s) son, en general, mayores que las de la placa de Norteamérica ( $\sim 3.5 - 3.6$  km/s). Estos resultados se observan también en los mapas de velocidad de grupo de ondas Rayleigh a partir de tomografía de terremotos obtenidos en este trabajo (Figura 6.5) y coinciden con los resultados obtenidos por *Chulick y Mooney* (2002), quienes atribuyen la diferencia al mayor espesor de sedimentos en el océano Atlántico.

Respecto al espesor cortical obtenido, una de las características más destacable es la corteza adelgazada en el golfo de California, con espesores de  $\sim 20$  km en el norte (Figura 6.17 b) y

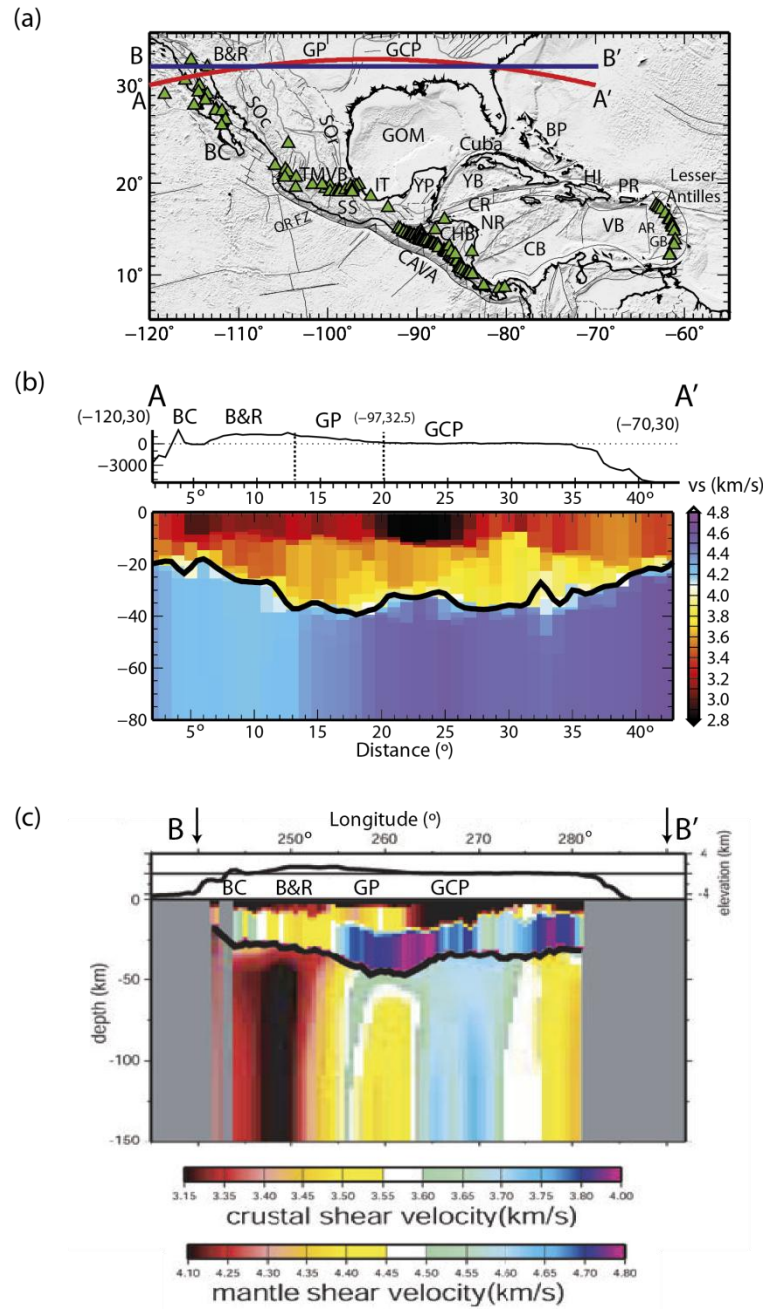


Figura 6.17: (a) Mapa con los perfiles mostrados en (b) A-A' y (c) B-B' y con la localización de regiones referidas en el texto. (b) Corte vertical del modelo 3D de  $v_s$  calculado en este trabajo (c) Corte vertical del modelo de  $v_s$  de Bensen *et al.* (2009), su perfil C-C'. Baja California (BC), Basin & Range (B&R), las Grandes Llanuras (GP) y la Llanura Costera del Golfo (GCP). (b) Cordillera de Aves (AR), plataforma de Bahamas (BP), Arco Volcánico Centroamericano (CAVA), cuenca de Colombia (CB), bloque de Chortis (CHB), cordillera de Beata (BR), dorsal Caimán (CR), cuenca de Granada (GB), golfo de California (GC), golfo de México (GOM), isla Española (HI), istmo de Tehuantepec (IT), delta del Misisipi (ME), dorsal de Nicaragua (NR), Puerto Rico (PR), Sierra Madre Occidental (SOc), Sierra Madre Oriental (SOo), Sierra Madre del Sur (SS), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB), cuenca de Venezuela (VB), cuenca de Yucatán (YB) y plataforma de Yucatán (YP).

de  $\sim 15$  km en el sur (Figura 6.19, perfil A-A'). En el modelo de  $v_s$  de Zhang et al. (2009) del golfo de California, obtenido a partir de velocidades de fase de ondas superficiales y con un modelo de corteza inicial generado por la recopilación de estudios geofísicos (*e.g.*, funciones receptoras y perfiles de reflexión), el espesor cortical disminuye desde  $\sim 25$  hasta  $\sim 15$  km desde el norte hasta el sur del golfo.

El modelo obtenido de  $v_s$  también muestra características sobre la estructura sísmica cortical y del manto superior bajo el TMVB. En un estudio reciente sobre la historia dinámica del TMVB (Ferrari et al., 2012) se ha publicado un modelo de espesor cortical en el arco volcánico (Figura 6.18) a partir de la compilación de resultados de experimentos en México de alta densidad de estaciones sísmicas (MARS, MASE y VEOX) y de un modelo de gravimetría (Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz, 1996). Este modelo divide el TMVB según sus características corticales en dos zonas separadas por el meridiano  $101^\circ$  W. Al este la corteza (con edades desde Precámbrica a Paleozoica) tiene espesores máximos de 55 km, que disminuyen hacia el este hasta  $\sim 20$  km cerca de la costa. Al oeste de  $101^\circ$  W el TMVB está sobre el terreno de Guerrero compuesto por arcos Triásicos, Jurásicos y Cretácicos con espesores en torno a 35 - 45 km y disminuye su espesor hacia el oeste alcanzando  $\sim 25$  km en la costa sobre el bloque de Jalisco dominado por terrenos Cretácicos y Cenozoicos. En el modelo presentado en este trabajo, la potencia de la raíz cortical bajo el TMVB se aprecia en los perfiles C-C' y E-E' de la Figura 6.19. En el perfil C-C', que cruza de oeste a este el TMVB, se observa un máximo ( $\sim 40$  km) en la parte central del arco volcánico, que coincide con los resultados de Ferrari et al. (2012). El perfil E-E', que atraviesa el TMBV en torno a  $101^\circ$  O revela la raíz cortical con espesor máximo de 40 km en la parte sur del arco. El adelgazamiento cortical en el noroeste del TMVB (a  $\sim 105^\circ$  W) se aprecia en los perfiles B-B' y D-D'. En ellos se observa un espesor de corteza de 20 km a latitudes entre  $21^\circ$  y  $23^\circ$  N.

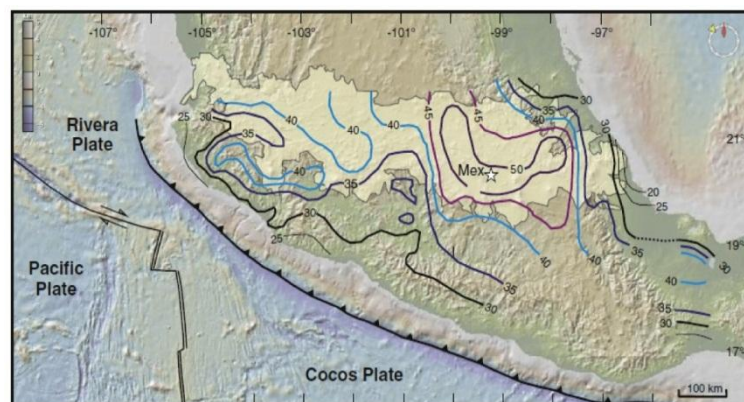


Figura 6.18: Mapa de espesor cortical debajo y al sur del TMVB. Las profundidades del Moho se han determinado a partir de los resultados de los experimentos MARS, MASE y VEOX y del modelo gravimétrico de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996). *Extraído de Ferrari et al. (2012).*

Este adelgazamiento coincide con una topografía baja de la región en contraste con la alta topografía de las zonas aledañas (SOc y TMVB). Esta área se encuentra cerca de la zona de transición de la subducción de la placa Rivera bajo NAM hacia un margen de cizalla y centros de expansión entre la placa Pacífica y NAM.

Finalmente, en el perfil F-F', que atraviesa el istmo de Tehuantepec cerca del perfil del proyecto VEOX, se observa una raíz cortical con espesores en torno a los 30 km y adelgazamiento en el norte, cerca de la costa del GOM, que se aproximan a los resultados de *Melgar y Pérez-Campos* (2010) mostrados en la Figura 6.18.

Por último, respecto a los espesores corticales de zonas sumergidas, se obtiene que el espesor cortical del GOM varía entre los 25 y 30 km, mientras que en la parte sumergida y cercana a la costa de las placas del Pacífico y NAM se obtienen espesores menores o iguales que 20 km (Figura 6.19).

Una de las características más llamativas de los perfiles a lo largo de la placa de Norteamérica es la variación de la topografía del Moho. La profundidad del Moho, además de variar a lo largo de la zona de estudio, presenta mayor rugosidad en los perfiles E-O que en los orientados N-S, indicando una mayor heterogeneidad en la estructura sísmica de la corteza y del manto en la dirección E-O.

En los perfiles mostrados en la Figura 6.19, la compensación topográfica predominante es de tipo Airy, esto es, las elevaciones topográficas se correlacionan con mayores espesores de corteza. Sin embargo, se observan dos excepciones claras: una se obtiene en la parte oeste del B&R (Figura 6.17) donde la compensación topográfica es de tipo Pratt (*Bensen et al.*, 2009), esto es, grandes elevaciones topográficas sobre corteza delgada y, presumiblemente, corteza y manto menos densos indican que la topografía debe tener un soporte dinámico. Esta compensación tipo Pratt se observa también en el norte de la SOc hasta 25°N, mientras que al sur, la compensación topográfica es de tipo Airy (Figura 6.19 perfil B-B'). La segunda excepción es corteza gruesa (25 - 30 km) en el GOM que no se correlaciona con la batimetría de esta zona (Figura 6.19 perfiles B-B', F-F' y G-G'), lo que parece indicar que la corteza en esta zona no se encuentra en equilibrio isostático.

- ***Manto***

Respecto a las velocidades mantélicas obtenidas en este estudio llaman principalmente la atención dos rasgos (Figura 6.19). El primero es la baja velocidad ( $\sim 4.0$  km/s) observada en algunas zonas del área de estudio. Por ejemplo, en la parte oeste de la SOc (perfil A-A' y B-B'), en el TMVB (perfiles C-C' y E-E'), bajo la zona de fractura de Orozco (perfil D-D'). Por el contrario, las mayores velocidades del manto se observan bajo la parte este de NAM,



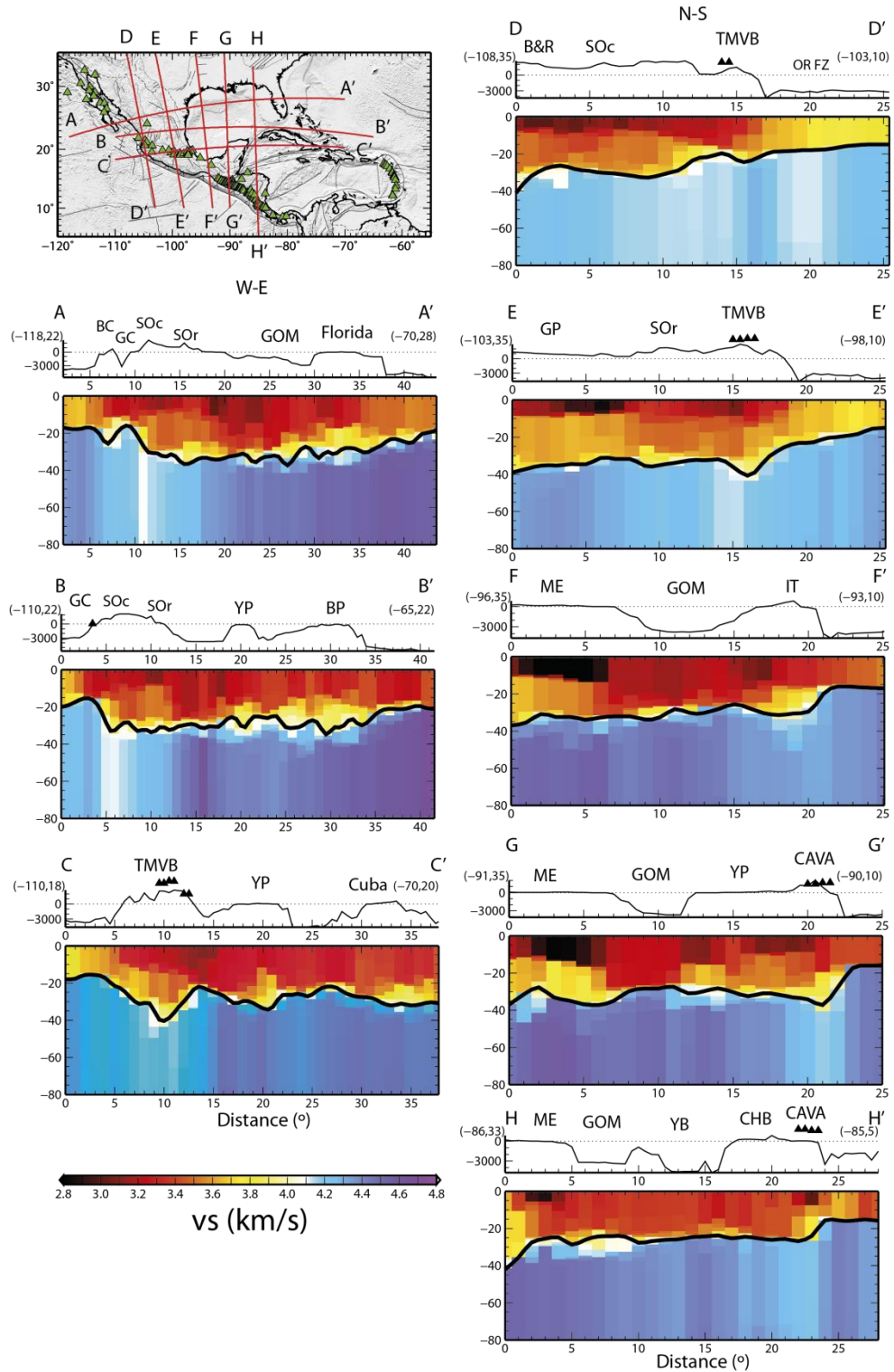


Figura 6.19: Cortes verticales del modelo de  $v_s$ . Estos perfiles atraviesan varias regiones indicadas con siglas en los perfiles, cuya localización se muestra en el mapa de la Figura 6.17. Baja California (BC), plataforma de Bahamas (BP), Basin & Range (B&R), arco volcánico Centroamericano (CAVA), bloque de Chortis (CHB), golfo de California (GC), golfo de México (GOM), Grandes Llanuras (GP), istmo de Tehuantepec (IT), delta del Misisipi (ME), zona de fractura de Orozco (OR FZ), Sierra Madre Occidental (SOc), Sierra Madre Oriental (SOOr), Arco Volcánico Trans-Mexicano (TMVB) y plataforma de Yucatán (YP).

en algunos lugares en el GOM (e.g., a 15° de distancia desde el inicio de los perfiles B-B' y C-



C') y en el oeste de la dorsal Caimán (Perfil H-H').

El segundo rasgo es la dicotomía de velocidades entre el este y oeste de la NAM, con menores velocidades en la parte oeste que en la este. Este contraste de velocidades, se observa tanto en los perfiles con orientación E-O, como en la comparación de los perfiles orientados N-S. Las bajas velocidades obtenidas en el manto superior del Basin and Range corroboran la hipótesis que postula una pérdida de manto litosférico desde hace 10 Ma (e.g., *Jones et al.*, 1994) y la ubicación de material del manto astenosférico más caliente y de menor velocidad. Alsina et al. (1996) observan una distribución de velocidad similar a esta y la atribuyeron a una entrada de material mantélico durante la extensión cenozoica (e.g., *Wernicke et al.*, 1988). El emplazamiento de material astenosférico es posible en las zonas en las que se observan velocidades mantélicas bajas (perfil D-D'), como la parte más occidental de la SOc, el TMVB y en la zona de fractura de Orozco.

### 6.3.6.2. Modelo $v_s$ de la placa Caribe

- **Corteza**

El modelo de velocidad muestra variaciones laterales entre las diferentes regiones tectónicas de la placa (Figura 6.20). Se obtienen velocidades bajas, en torno a 3.2 km/s, en la corteza superior de los arcos volcánicos activos que limitan la placa Caribe por el oeste, CAVA, y el este, arco de las Pequeñas Antillas (Figura 6.20 perfil A-A'). Estas bajas velocidades posiblemente están relacionadas con altas temperaturas y material fundido en la corteza. Estos valores de velocidades corticales también se obtienen en el límite norte de la placa del Caribe con la de Norteamérica, en la Fosa Caimán (perfil B-B'), en algunas zonas de la cuenca de Colombia (perfil A-A'), en el cinturón de deformación entre la placa Caribe y la de Sudamérica (perfiles C-C' y D-D') y bajo la dorsal de Nicaragua (perfil B-B'). En estas dos últimas zonas coinciden con zonas de gran espesor de sedimentos en el mapa global de *Laske y Masters* (1997) (Figura 6.2).

La estructura sísmica cortical obtenida en el Caribe es muy variable y una misma cuenca presenta diferentes velocidades y espesores. Un ejemplo de esto lo representa la corteza de la Cuenca de Colombia, que en el oeste tiene espesores 25-30 km y velocidades de corteza superior ( $\sim 3.2$ - $3.3$  km/s) e inferior ( $\sim 3.8$  km/s) diferenciadas (perfil A-A'), mientras que en el noreste el espesor no sobrepasa los 25 km (perfil C-C') y la velocidad es homogénea ( $\sim 3.5$ - $3.6$  km/s).

El modelo muestra velocidades corticales en la cuenca de Venezuela ( $\sim 3.6$  km/s) mayores que en la Cuenca de Colombia, lo que coincide con estudios locales previos (e.g., *Edgar et al.*, 1971). Las velocidades obtenidas en la cuenca de Venezuela son comparables a las de la

corteza de la placa de Cocos cerca de la fosa Mesoamericana (perfil A-A'). Esto es compatible con una composición de corteza oceánica. Sin embargo, el espesor de corteza obtenido para esta cuenca (20-25 km) es mayor que el típico de una corteza oceánica (~7 km) (Edgar *et al.*, 1971).

Estudios previos de la estructura de la placa Caribe revelan propiedades corticales (elevación, espesor y estructura sísmica) atípicas de una cuenca oceánica (e.g., Edgar *et al.*, 1971; Mauffret y Leroy, 1997; González *et al.*, 2007). La causa de las propiedades anómalas de la corteza del Caribe parece ser la intrusión masiva de *sills* basálticos hace unos 80 Ma (evento

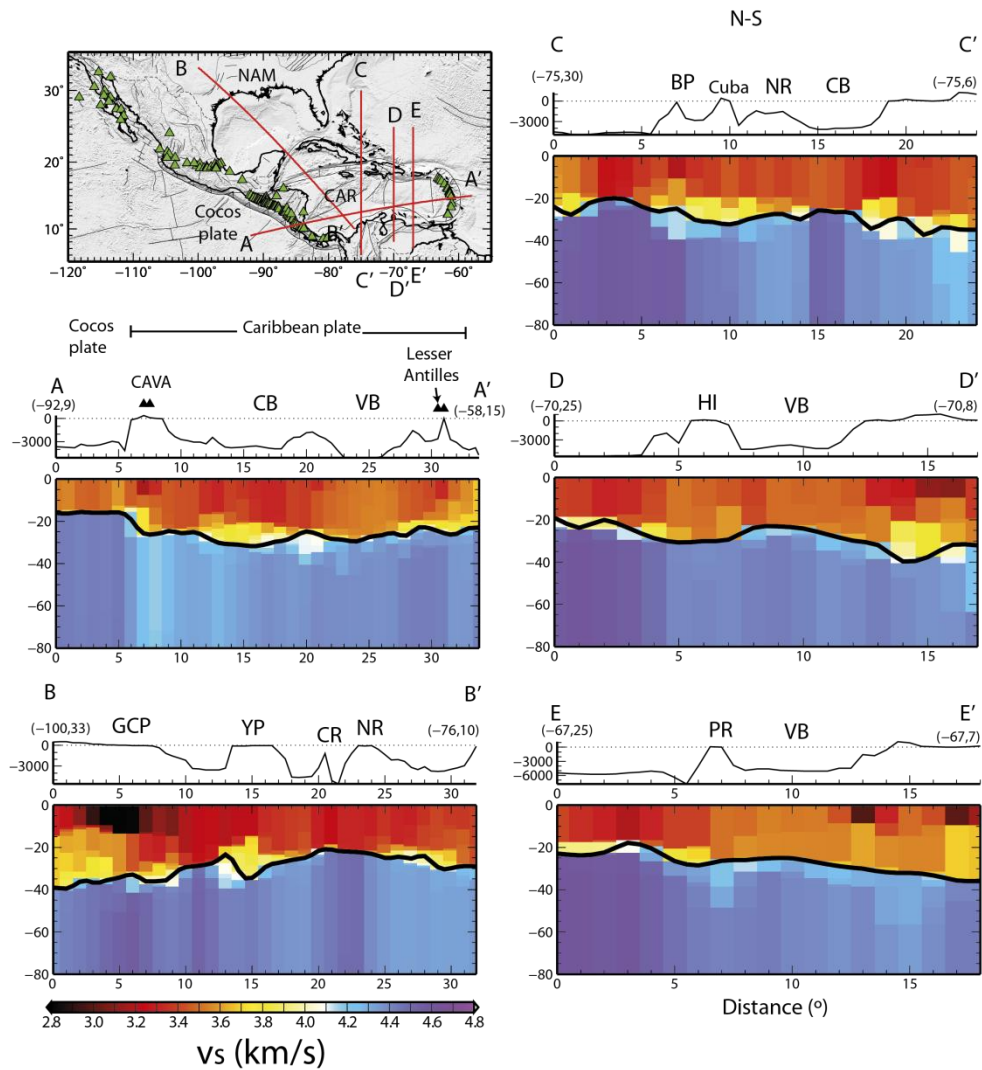


Figura 6.20: Selección de cortes del modelo  $v_s$  en función de la profundidad. Estos perfiles atraviesan diferentes placas (de Cocos, de Norteamérica -NAM- y del Caribe -CAR-) y varias regiones características indicadas con siglas en los perfiles, cuya localización se muestra en el mapa de la Figura 6.17. Plataforma de Bahamas (BP), arco volcánico Centroamericano (CAVA), cuenca de Colombia (CB), dorsal Caimán (CR), Llanura Costera del Golfo (GCP), Isla Española (HI), dorsal de Nicaragua (NR), Puerto Rico (PR), cuenca de Venezuela (VB) y plataforma de Yucatán (YP).

B”), que engrosó la corteza y modificó sus propiedades, borrando además el patrón de anomalías magnéticas. El suelo del Caribe se encuentra de 1 a 2 km de profundidad por encima de lo que le correspondería por su edad (*Parsons y Slater, 1977; Stein y Stein, 1992*). Por isostasia esta elevación anormal debería ser compensada por un mayor espesor cortical. Si se supone una corteza constituida por basalto, el Moho debería encontrarse a una profundidad de entre 15 y 20 km bajo el nivel del mar.

Diversos experimentos de sismica de refracción llevados a cabo en el Caribe, encuentran espesores de la corteza en las cuencas de Venezuela y Colombia de ese orden (*Officer et al., 1959; Edgar et al., 1971*). Igualmente un estudio regional de ondas superficiales (*González et al., 2007*) y experimentos de refracción más recientes en el sur de la placa Caribe (e.g., *Guedez, 2007*) encuentran el Moho de la cuenca de Venezuela a profundidades de 23 km. En la parte sur de la cuenca de Venezuela los resultados de funciones receptoras (*Niu et al., 2007*) muestran espesores entre 16 y 20 km y los de perfiles de refracción (*Magnani et al., 2009*) de 12 km en la longitud 67°O. *Mauffret y Leroy (1997)* encuentran espesores típicos de corteza oceánica para la cuenca de Venezuela (~5 km) y señalan que el resto de las cuencas marinas del Caribe poseen un espesor mayor que el de corteza oceánica normal. Esta variedad en los espesores obtenidos en diferentes estudios regionales y locales que cubren diferentes partes de la placa Caribe, es un indicio de la variabilidad de la estructura sísmica cortical de las cuencas de esta placa.

En el modelo presentado en este trabajo se obtienen profundidades de Moho en las cuencas de la placa Caribe mayores que las correspondientes a una corteza oceánica normal y no se identifican espesores de corteza correspondientes a este tipo de placa. Esto en parte se debe a que la resolución horizontal en esta zona es de 500 km, a que no se tienen medidas de velocidad en los cortos periodos (< 20 s) que definan la estructura cortical y a que las velocidades invertidas están mejor determinadas que los espesores.

A pesar de esto, el modelo de velocidad revela características de la corteza coherentes con la tectónica de la región. Por ejemplo, se obtienen espesores de corteza menores para las cuencas más jóvenes, *i.e.*, cuencas Caimán y Granada (perfiles A-A’ y B-B’), que para las de Colombia y Venezuela (perfiles A-A’, D-D’ y E-E’).

En el norte de Sudamérica, donde se encuentra el límite entre la placa Caribe y de Sudamérica se alcanzan espesores corticales cercanos a 40 km (perfiles C-C’, D-D’ y E-E’). En los dos últimos perfiles se observa un adelgazamiento cortical progresivo hacia el norte, desde el cinturón de deformación en la parte sur de la placa Caribe en el margen con la placa de Sudamérica, hasta la cuenca de Venezuela. Los espesores obtenidos en el límite de placas Caribe-Sudamérica y el adelgazamiento de la corteza hacia el norte concuerdan con diversos

trabajos de refracción, funciones receptoras y tomografía de ondas superficiales, llevados a cabo con los proyectos BOLIVAR y GEODINOS en el SE de la placa Caribe (e.g., *Guedez*, 2007; *Magnani et al.*, 2009; *Miller et al.*, 2009). En las islas Española y Puerto Rico, pertenecientes a las Grandes Antillas, el espesor de corteza obtenido ronda los 30 km (perfiles D-D' y E-E'), propio de corteza continental, pero con velocidades relativamente altas ( $\sim 3.5$  km/s). En la corteza de Puerto Rico se obtiene un cambio considerable de velocidad entre la parte norte de la isla y la sur. La parte norte revela diferenciación entre la corteza superior e inferior, mientras que el sur presenta velocidades corticales similares a las de la cuenca de Venezuela (perfil E-E').

El modelo evidencia zonas en las que la profundidad del Moho no se correlaciona con la topografía de la superficie. Tal es el caso de las cuencas de Colombia y Venezuela, la cordillera de Beata (perfil A-A'), la dorsal de Nicaragua (perfil B-B') y en la zona de subducción al norte de Puerto Rico (perfil E-E').

- **Manto**

En general las velocidades del manto bajo la placa del Caribe oscilan entre 4.3 y 4.4 km/s. Estos valores son menores que las velocidades mantélicas de la placa oceánica de Cocos (perfil A-A') y de la parte oceánica de la placa NAM (perfiles C-C', D-D' y E-E'). Sin embargo, en algunas zonas se obtienen velocidades comparables a las de la parte oceánica de la placa NAM. Por ejemplo, en la parte oeste de la fosa Caimán (perfil B-B'), dorsal de Aves, cuenca de Granada (perfil A-A') y este de la cuenca de Colombia (perfil C-C'). Las altas velocidades del manto superior de la cuenca Caimán y de Granada coinciden con las obtenidas con tomografía regional de ondas superficiales por *González et al.* (2011). Las menores velocidades mantélicas se obtienen en el CAVA con valores alrededor de  $\sim 4.2$  km/s (perfil A-A'). Estas velocidades están relacionadas con la subducción de la placa de Cocos bajo la del Caribe. Los valores obtenidos en este arco volcánico son ligeramente mayores que las obtenidas en la parte más occidental de la SOc, el TMVB y en la zona de fractura de Orozco ( $\sim 4.0$  km/s) (Figura 6.19).

Para concluir, en la Figura 6.21 se muestra el modelo 3D de  $v_s$  obtenido en esta tesis. En él se observa la heterogeneidad de velocidades corticales y mantélicas calculadas en la zona de estudio. La localización de las menores velocidades corticales queda claramente delimitada por la superficie de velocidad constante de 3.0 km/s, bajo la cuenca del Misisipi y en la cuenca del río Grande cerca de su desembocadura. Por otro lado, la superficie de velocidad constante de 4.0 km/s tiene un relieve marcado. Esta superficie indica parcialmente la topografía del moho, ya que el cambio de velocidades corticales a mantélicas se produce en el rango entre 4.0 y 4.1 km/s para la mayor parte de los modelos de velocidad 1D calculados

en este trabajo. Las zonas más profundas de la superficie de velocidad de 4.0 km/s se obtienen bajo la parte continental de la placa de Norteamérica y las más superficiales, por orden decreciente, en la placa Caribe, en la parte oceánica de la placa de Norteamérica y en la placa de Cocos. El modelo, además de estas características a gran escala, ofrece información de rasgos de dimensión menor que se han discutido a lo largo de este capítulo.

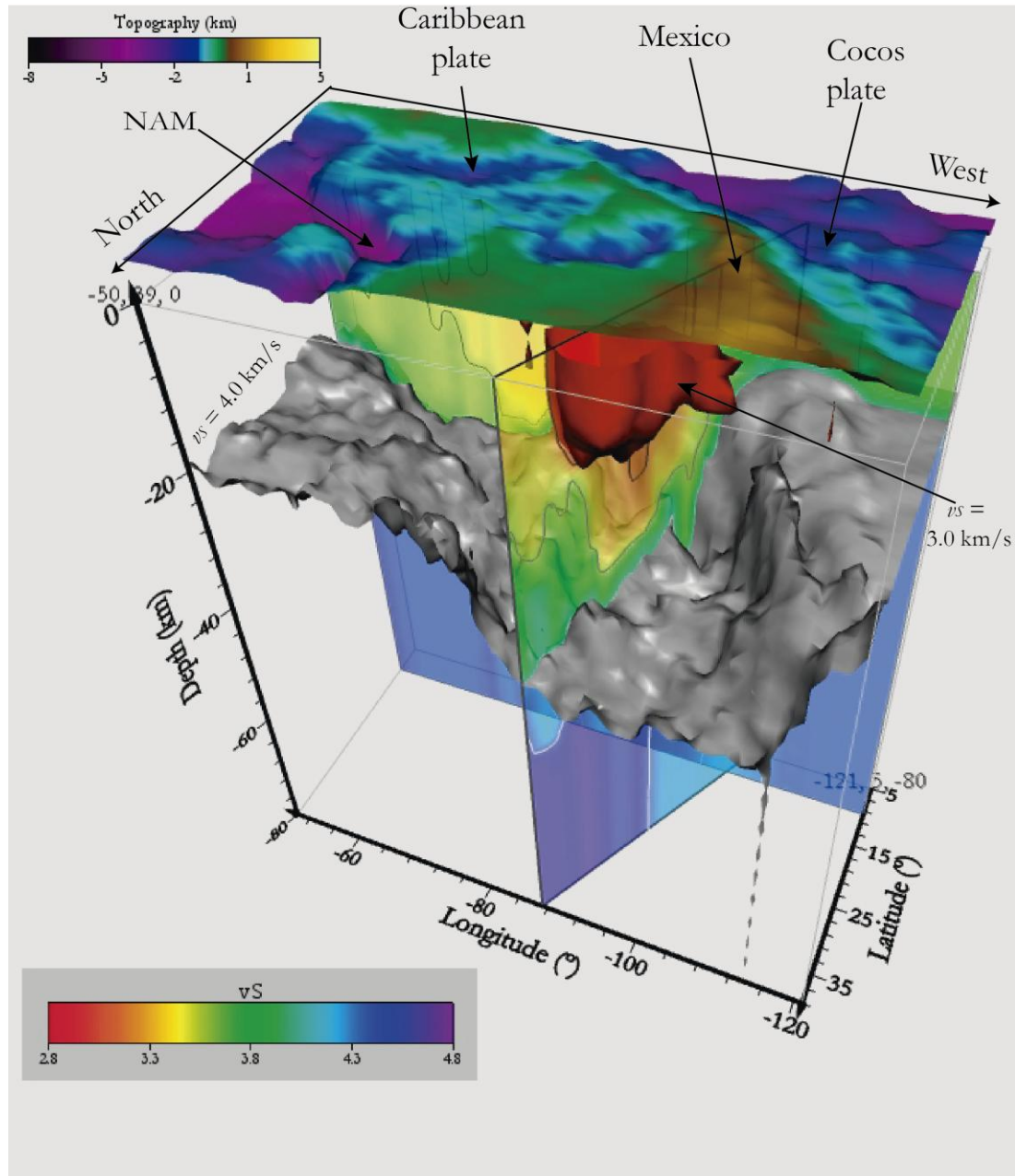


Figura 6.21: Modelo 3D de velocidad de onda S calculado en este trabajo. La topografía (Smith y Sandwell, 1997) de la zona se muestra superpuesta a los dos cortes del modelo. El área roja muestra la superficie de velocidad de 3.0 km/s que marca el volumen de las menores velocidades corticales del modelo. La capa gris es la superficie de velocidad constante de 4.0 km/s, cuya topografía indica la profundidad a la que se produce el mayor incremento de velocidades en profundidad en gran parte de los nodos invertidos.



## Capítulo 7. Conclusiones

En cada capítulo se han mostrado resultados y conclusiones específicos. En este se sintetizan las principales aportaciones de la tesis. Estas contribuciones hacen referencia tanto a la metodología del procesado de ruido sísmico, como a los resultados de su aplicación.

Respecto a la **metodología**, a partir de las técnicas de *Bensen et al.* (2007) para el procesado de ruido sísmico se han incorporado variaciones que aprovechan toda la señal de ruido, reducen el número de registros tratados e incrementan la calidad de las correlaciones (p.e., seleccionar tiempo extra en los registros, evitar registros con gaps, cortar los extremos afectados de *tapering*,...).

La metodología adoptada en este trabajo obtiene velocidades de ondas superficiales estables en el espacio y en el tiempo. Las formas de onda de correlaciones de trayectorias cercanas son similares y las velocidades de grupo y de fase medidas a partir de ellas son muy semejantes. Igualmente ocurre con las correlaciones de un mismo par de estaciones calculadas en diferentes periodos de tiempo.

Además se ha verificado la equivalencia entre la medida de velocidad de grupo a partir de las correlaciones y a partir de los registros de terremotos, para ondas Rayleigh y Love, mediante la comparación de las velocidades obtenidas de la correlación entre dos estaciones y del registro de un terremoto en una trayectoria similar.

En relación a la calidad de las correlaciones, se ha comprobado que el apilado con coherencia de la fase (*Schimmel et al.*, 2010) mejora la proporción de señal coherente frente a la incoherente en la correlación respecto a la obtenida con un apilado lineal en el dominio de tiempo. Este tipo de apilado permite medir velocidades de ondas superficiales que con un apilado lineal no se identifican. Su aplicación resulta especialmente interesante en trayectorias que cruzan el golfo de México, donde las correlaciones apiladas linealmente no muestran en general buena SNR para identificar las velocidades de las ondas superficiales.

Por último se propone un método de control de calidad que permite detectar registros con errores mediante la revisión de una pequeña fracción del total de correlaciones. Se ha mostrado que la comparación de correlaciones apiladas en diferentes intervalos de tiempo entre pares de estaciones cercanas permite identificar correlaciones anómalas que pueden afectar a la medida de velocidad.

Respecto a los resultados, el **método ANT** ha permitido obtener mapas de **velocidad de grupo y de fase de ondas Rayleigh** (10-50 s) y **Love** (10-30 s) a partir de correlaciones cruzadas de ruido registrado durante dos años y medio en estaciones de banda ancha separadas desde 100 hasta 6000 km. La medida de los dos tipos de ondas y de velocidades,



sensibles a variaciones de velocidad de la onda S a diferentes profundidades, ofrece información sobre la estructura sísmica desde la corteza superior hasta el manto superior.

Estos mapas presentan nueva información sobre la estructura cortical de todo México, con una resolución horizontal de 250 km. Las velocidades obtenidas para ambos tipos de ondas muestran distribuciones similares. A periodos entre 10 y 20 s las bajas velocidades coinciden con cuencas sedimentarias (*e.g.*, desembocadura del Colorado, llanuras costeras del golfo de México), mientras que las altas velocidades corresponden a cordilleras (*e.g.*, Sierra Madre Oriental, Occidental y del Sur). Algunas anomalías positivas de velocidad de fase ( $\sim 10$  s) y de grupo ( $\sim 14$  s) indican adelgazamiento cortical -como por ejemplo en la Provincia Extensional del Golfo- o de nueva corteza oceánica -como en el sur del golfo de California-.

Las velocidades de fase de ondas Rayleigh en los periodos largos (50 s) revelan características sísmicas del manto. En concreto se obtiene un contraste de velocidades en el continente americano con mayor detalle que los obtenidos hasta el momento con tomografía de ondas superficiales a partir de terremotos. En particular se observan bajas velocidades en el Basin and Range y en el norte y centro de México, y altas en el este de Estados Unidos (Grandes Llanuras y cuenca del Misisipi), en el istmo de Tehuantepec y en la plataforma de Yucatán.

A su vez la **tomografía de velocidad de grupo de ondas Rayleigh y Love** calculada a partir de **terremotos** ofrece información sobre la corteza inferior y el manto superior de México, golfo de México y Caribe con una resolución horizontal de 500 km. Esta resolución se debe a la buena cobertura de rayos obtenida en este trabajo, gracias en parte a las estaciones de la red de banda ancha de México, que aportan mayor densidad de trayectorias en la zona que los estudios previos. Los periodos más bajos (20–30 s) muestran características de la corteza del golfo de México y el Caribe que no se obtienen con ANT debido a la poca cobertura de rayos en estas zonas. Dos de los rasgos más destacables son: (1) las bajas velocidades en la parte oeste del golfo de México, asociadas a una gran potencia de sedimentos; y (2) las altas velocidades en el norte de las cuencas de Venezuela y Colombia, que sugieren una corteza más delgada que en el resto de la placa Caribe. A periodos más largos ( $\geq 80$  s) la característica más llamativa es la diferencia entre las bajas velocidades en el margen tectónicamente activo del oeste de América y las altas velocidades del centro y este, correspondientes a la parte estable de la placa Norteamericana. Estos resultados permiten definir la distribución de velocidades con mayor precisión que los estudios regionales previos y coinciden con las velocidades de fase de ANT para 50 s obtenidas en este trabajo. En los mapas obtenidos las anomalías de alta velocidad se observan en la parte central y este de EE.UU., golfo de México, Caribe, bloque de Yucatán,

istmo de Tehuantepec y norte de Sudamérica. Las altas velocidades en Tehuantepec y Yucatán contrastan con las bajas en el resto de México y Centroamérica.

La combinación de velocidades de grupo de ondas Rayleigh obtenidas mediante ANT y tomografía a partir de terremotos permite extender el rango de periodos desde 10 hasta 150 s, de forma que resuelven la velocidad de la onda S desde la corteza hasta el manto superior. Las diferencias medias de velocidad de grupo en el rango común de periodos (20 – 50 s) son menores que el 1%.

A partir de la inversión simultánea de las velocidades de grupo y de fase de ondas Rayleigh obtenemos un **modelo 3D de velocidad de onda S** ( $v_s$ ) de la corteza y manto superior (hasta 80 km). La resolución horizontal del modelo es de 250 km en México y sur de EE.UU. y de 500 km en Centroamérica, golfo de México y el Caribe. El modelo es sensible a capas de velocidad de espesor mínimo de 5 km y ofrece una imagen completa de la corteza y manto superior de México, el golfo de México y el Caribe.

Este modelo muestra las principales características tectónicas de la región y, por un lado, coincide con características corticales resueltas por diferentes estudios locales, y por otro ofrece para el manto superior mayor resolución que los estudios regionales de tomografía previos. El modelo presenta una imagen completa de todo el área que permite delimitar con buena resolución las características sísmicas de la región y mostrar algunas nuevas. Las más destacables, ordenadas según profundidad y región, son las siguientes:

- (1) Los límites de las bajas velocidades corticales en la cuenca del Misisipi, acotadas al norte por el frente de la orogenia Ouachita y observadas hasta 12 km de profundidad.
- (2) Las altas velocidades a 12 km de profundidad a lo largo del límite sur de las Grandes Llanuras y el norte de México que coinciden con la parte oeste de la orogenia Paleozoica Ouachita.
- (3) Las bajas velocidades corticales a lo largo de toda la frontera entre México y Estados Unidos, que coinciden en la parte este del continente con la cuenca del río Grande.
- (4) Las altas velocidades corticales en el oeste del continente americano, que delimitan claramente la corteza adelgazada de la Provincia Extensional del Golfo.
- (5) La heterogeneidad de velocidad de las cuencas de la placa Caribe (e.g., Colombia, Venezuela y Granada).
- (6) Las altas velocidades a 30 km de profundidad alineadas en dirección NNE en el golfo de México, que podrían ser una traza de su apertura durante el Jurásico.
- (7) Las diferentes velocidades corticales entre bloques continentales distintos, como el de Yucatán y el de Chortis.

- (8) El límite entre altas velocidades en la parte oeste de la cuenca del Misisipi y las bajas en las grandes Llanuras y la parte este del Colorado Plateau a profundidades de 35 km, que corresponde con la parte oeste del frente de la orogenia Ouachita.
- (9) La coincidencia de las menores velocidades del manto con las anomalías de Bouguer negativas calculadas en este trabajo y con las regiones de menor espesor litosférico (e.g., Basin and Range, Sierra Madre Occidental, dorsal del Pacífico).
- (10) La correspondencia de las velocidades mantélicas altas en el istmo de Tehuantepec (similares a las del bloque de Yucatán y Grandes Llanuras y mayores que las del resto de México y el bloque de Chortis) con la región de la zona de subducción Mesoamericana en la que no hay un arco volcánico activo.

Este modelo se puede utilizar como base para acotar modelos de evolución tectónica, localizar terremotos regionales y realizar simulaciones del movimiento del suelo, entre otras aplicaciones.

La dirección de investigación futura la conforman dos líneas principales:

La primera es la mejora del procesamiento del ruido sísmico para conseguir un cálculo más eficiente de las correlaciones que representan la función de Green del medio entre las estaciones. Esto significa minimizar el tiempo de cómputo y el grado de tratamiento de la señal en el procesamiento del ruido. El diseño de una selección de datos que evite la normalización temporal en el procesamiento contribuiría a lograrlo. Además una buena selección previa al procesamiento reduciría el número de datos tratados y, por lo tanto, el tiempo de cómputo. Por último se plantea automatizar el método de control de calidad propuesto para reducir el tiempo de procesamiento manual.

La segunda línea es la mejora del modelo de  $v_s$  mediante: (1) la inclusión de nuevas estaciones; (2) la inversión conjunta de las velocidades de ondas Rayleigh y Love obtenidas en este trabajo para analizar la existencia de anisotropía cortical y mantélica en la región; y (3) la incorporación de otros datos geofísicos que restrinjan más las variables de la inversión.

Las velocidades de grupo y de fase de ondas Rayleigh obtenidas con ANT están publicadas en *Gaite et al.* (2012). En la actualidad se está trabajando en la publicación del modelo 3D de velocidad de la onda S y de los mapas velocidad de ondas Love.



# Bibliografia

- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokio*, **35**, 415-156.
- Alsina, D., R. L. Woodward, y R. K. Snieder (1996), Shear wave velocity structure in North America from large-scale waveform inversions of surface waves, *J. Geophys. Res.*, **101** (B7), 15969-15986, doi: 10.1029/96JB00809.
- Ammon, C. J. (1998), Notes on Surface-wave Tomography. Part I: Group velocity Estimation, Unpublished Notes, 44 p.
- Aragón-Arreola, M., y A. Martín-Barajas (2007), Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico, *Geology*, **35** (6), 571, doi: 10.1130/G23360A.1.
- Aurenhammer, F. (1991), Voronoi diagrams: a survey of fundamental geometric data structure, *Assoc. Comput. Mach. Comput. Surv.*, **23** (3), 345-405.
- Backus, G., y F. Gilbert (1968), The resolving power of gross Earth data, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **16**, 169-205.
- Backus, G., y J. F. Gilbert (1970), Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **266**, 123-192.
- Baig, A. M., M. Campillo, y F. Brenguier (2009), Denoising seismic noise cross correlations, *J. Geophys. Res.*, **114** (B8), B08310, doi: 10.1029/2008JB006085.
- Barmin, M., M. H. Ritzwoller, y A. L. Levshin (2001), A fast and reliable method for surface wave tomography, *Pure appl. geophys.*, **158** (8), 1351-1375.
- Bassin, C., G. Laske, y G. Masters (2000), The current limits of resolution for surface wave tomography in North America, *Eos Trans. AGU*, **81** (F897).
- Bedle, H., y S. van der Lee (2009), S velocity variations beneath North America, *J. Geophys. Res.*, **114** (B7), B07308, doi: 10.1029/2008JB005949.
- Bender, C. M., y S. A. Orszag (1978), *Advance mathematical methods for scientists and engineers*, McGraw-Hill, New York.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F.-C. Lin, M. P. Moschetti, N. M. Shapiro, y Y. Yang (2007), Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, **169** (3), 1239-1260, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, y N. M. Shapiro (2008), Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.*, **113** (B5), B05306, doi: 10.1029/2007JB005248.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, y Y. Yang (2009), A 3-D shear velocity model of the crust and uppermost mantle beneath the United States from ambient seismic noise, *Geophys. J. Int.*, **177** (3), 1177-1196, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04125.x.
- Bertelli, D. T. (1978), Riassunto delle osservazioni microsismiche fatte nel collegio alla querce di Firenze, Pars III, (*Reprint*) from *Atti dell'Accademia Pontificia dei Nuovi Lincei*, Anno XXI, sessione 2ª, 17 Febbraio, 1978.
- Berteussen, K. A. (1977), Moho depth determination based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **31**, 313-326.
- Bird, D. E., K. Burke, S. A. Hall, y J. F. Casey (2005), Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution, *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89** (3), 311-328.
- Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **4** (3), 1027, doi: 10.1029/2001GC000252.

- Blackwell, D. D., J. L. Steele, y L. C. Carter (1990), *Heat flow patterns of the North American continent: a discussion of the DNAG Geothermal Map of North America*, DNAG Decade Map, 498 pp.
- Bleistein, N. (1984), *Mathematical methods for wave phenomena*, Academic Press, Orlando.
- Boaz, R. I., y D. E. McNamara (2008), PQLX: A data quality control system, uses and applications, *ORFEUS, newsletter*, **8** (1).
- Born, M. (1926), Quantum mechanics in impact processes, *Zeitschrift für Physik*, **38** (11/12), 803-840.
- Bozdağ, E., y J. Trampert (2008), On crustal corrections in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, **172** (3), 1066-1082, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03690.x.
- Brenguier, F., N. M. Shapiro, M. Campillo, A. Nercissian, y V. Ferrazzini (2007), 3-D surface wave tomography of the Piton de la Fournaise volcano using seismic noise correlations, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (2), L02305, doi: 10.1029/2006GL028586.
- Calkins, J. A., G. A. Abers, G. Ekström, K. C. Creager, y S. Rondenay (2011), Shallow structure of the Cascadia subduction zone beneath western Washington from spectral ambient noise correlation, *J. Geophys. Res.*, **116** (B07302), B07302, doi: 10.1029/2010JB007657.
- Campillo, M., S. K. Singh, N. M. Shapiro, J. F. Pacheco, y R. B. Herrmann (1996), Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361-370.
- Campillo, M., y A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, **299** (5606), 547-549, doi: 10.1126/science.1078551.
- Cantú-Chapa, A. (2008), El Golfo de México y su importancia petrolera, *PetroQuiMex*, 24-30.
- Capon, J. (1972), Long-period signal processing results for LASA, NORSAR and ALPA, *Geophysical Journal Royal Astronomical Society*, **31**, 279-296.
- Chávez-García, F. J., y L. Quintanar (2010), Velocity structure under the Trans-Mexican Volcanic Belt: preliminary results using correlation of noise, *Geophys. J. Int.*, **183** (2), 1077-1086, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04780.x.
- Chulick, G. S., y W. D. Mooney (2002), Seismic structure of the crust and uppermost mantle of North America and adjacent oceanic basins: A synthesis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2478-2492.
- Cruz Atienza, V. M. (2000), Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulada, aplicada a funciones de receptor: modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República Mexicana., Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 236 pp.
- Dahlen, F. A., y J. Tromp (1998), *Theoretical global seismology*, Princeton University Press, 944 pp.
- Derode, A., E. Larose, M. Tanter, J. de Rosny, A. Tourin, M. Campillo, y M. Fink (2003), Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium (I), *Journal Acoust. Soc. Am.*, **113**, 2973-2976.
- Dickinson, W. R., y P. J. Coney (1980), *Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico*, Louisiana State University.
- Ditmar, P. G., y T. B. Yanovskaya (1987), Generalization of the Backus-Gilbert method for estimating lateral variations of surface wave velocity (in Russian), *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika Zemli (Solid Earth)*, **6**, 30-40.
- Duvall, T. L. J., S. M. Jeffreys, J. W. Harvey, y M. A. Pomerantz (1993), Time-distance helioseismology, *Nature*, **362**, 430-432, doi: 10.1038/362430a0.
- Dziewonski, A. M., y D. L. Anderson (1981), Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297-356.
- Dziewonski, A., S. Bloch, y N. Landisman (1969), A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- Edgar, N. T., J. I. Ewing, y J. Hennion (1971), Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea, *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **55**, 833-870.

- Einstein, A. (1905), On the movement of small particles suspended in stationary liquids required by the molecular-kinetic theory of heat, *Analen der Physik*, **17**, 549-560.
- Ekstrom, G., J. Tromp, y E. W. F. Larson (1997), Measurements and global models of surface wave propagation, *J. Geophys. Res.*, **102** (B4), 8137-8157, doi: 10.1029/96JB3729.
- Ferrari, L. (2004), Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico, *Geology*, **32** (1), 77, doi: 10.1130/G19887.1.
- Ferrari, L., M. Valencia-Moreno, y S. Bryan (2007), Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America., in *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, edited by S. A. Alaniz-Álvarez y A. F. Nieto-Samaniego, 1-39 pp.
- Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. Manea, y M. Manea (2012), The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone, *Tectonophysics*, **522-523**, 122-149, doi: 10.1016/j.tecto.2011.09.018.
- Fetterer, F., K. Knowles, W. Meier, y M. Savoie (2002), Sea Ice Index, digital media, National Snow and Ice Center, Boulder, Colorado.
- Friedrich, A., F. Krüger, y K. Klinge (1998), Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array, *J. Seismol.*, **2**, 47-64.
- Fukao, Y., K. Nishida, y N. Kobayashi (2010), Seafloor topography, ocean infragravity waves, and background Love and Rayleigh waves, *J. Geophys. Res.*, **115** (B4), B04302, doi: 10.1029/2009JB006678.
- Fuller, J., M. Fernández, y H. Zeyen (2008), FA2BOUG-A FORTRAN90 code to compute Bouguer gravity anomalies from gridded free air anomalies: Application to the Atlantic-Mediterranean transition zone, *Comput. Geosci.*, **34**, 1665-1681, doi: 10.1016/j.cageo.2008.02.018.
- Gaite, B., A. Iglesias, A. Villaseñor, M. Herraiz, y J. F. Pacheco (2012), Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography, *Geophys. J. Int.*, **188**, 1413-1424, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05339.x.
- García-Jerez, A., F. Luzón, M. Navarro, y M. A. Santoyo (2010), Assessing the Reliability of the Single Circular-Array Method for Love-Wave Ambient-Noise Surveying, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **100** (5A), 2230-2249, doi: 10.1785/0120090224.
- Godey, S., R. K. Snieder, A. Villaseñor, y H. M. Benz (2003), Surface wave tomography of North America and the Caribbean using global and regional broad-band networks: phase velocity maps and limitations of ray theory, *Geophys. J. Int.*, **152** (3), 620-632.
- Goffe, W. L. (1996), SIMANN: A Global Optimization Algorithm using Simulated Annealing, *Studies in Nonlinear Dynamics & Econometrics*, **1** (3).
- Goffe, W. L., G. D. Ferrier, y J. Rogers (1994), Global optimization of statistical functions with simulated annealing, *Journal of Econometrics*, **60** (1-2), 65-99, doi: 10.1016/0304-4076(94)90038-8.
- Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, y L. Minner (2003), SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in *Invited contribution to "The LASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology"*, edited by H. K. WHK Lee, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- González, O. L. F., L. Álvarez, M. Guidarelli, y G. F. Panza (2007), Crust and Upper Mantle Structure in the Caribbean Region by Group Velocity Tomography and Regionalization, *Pure appl. geophys.*, **164** (10), 1985-2007, doi: 10.1007/s00024-007-0259-7.
- González, O. L., J. Alvarez, B. Moreno, y G. Panza (2011), S-Wave Velocities of the Lithosphere–Asthenosphere System in the Caribbean Region, *Pure appl. geophys.*, **169**, 101-122, doi: 10.1007/s00024-011-0321-3.
- González-Fernández, A., J. J. Dañobeitia, L. A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba, y R. Bartolomé (2005), Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, **110** (B1), B01313, doi: 10.1029/2003JB002941.

- Gouédard, P., *et al.* (2008), Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications, *Geophys. Prospect.*, **56**, 375-393, doi: 10.1111/j.1365-2478.2007.00684.x.
- Grob, M., A. Maggi, y E. Stutzmann (2011), Observations of the seasonality of the Antarctic microseismic signal, and its association to sea ice variability, *Geophys. Res. Lett.*, **38** (L11302), doi: 10.1029/2011GL047525.
- Groos, J. C., S. Bussat, y J. R. R. Ritter (2012), Performance of different processing schemes in seismic noise, *Geophys. J. Int.*, **188**, 498-512, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05288.x.
- Guede, M. C. (2007), Crustal structure across the Caribbean-South American plate boundary at 70 W - Results from seismic refraction and reflection data, Rice University, Houston, Texas, 51 pp.
- Gutenberg, B. (1912), Die seismische Bodenunruhe, *Gerlands Beitr.*, *Geophysics*, **11**, 314-361.
- Harmon, N., C. Rychert, y P. Gerstoft (2010), Distribution of noise sources for seismic interferometry, *Geophys. J. Int.*, **183** (3), 1470-1484, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04802.x.
- Harmon, N., D. W. Forsyth, y S. C. Webb (2007), Using ambient seismic noise to determine short-period phase velocities and shallow shear velocities in young oceanic lithospheres, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **97** (6), 2009-2023, doi: 10.1785/0120070050.
- Hasselmann, K. (1963), Statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.*, **1**, 177-210.
- Haubrich, R. A., W. H. Munk, y F. E. Snodgrass (1963), Comparative spectra of microseisms and swell, *Bulletin Geological Society of America*, **53**, 27-37.
- Hecker, O. (1906), Seismometrische Beobachtungen in Postdam, *Veroff. Preuss. Geodat. Inst.* (29).
- Herrera, M., y A. F. Espinosa (1987), Coda waves: A Review, *Pure appl. geophys.*, **125** (4), 499-577.
- Herrmann, R. B. (1987), Computer programs in seismology *Rep.*, St. Luis University, St. Luis, Missouri.
- Holcomb, L. G. (1998), Spectral structure in the Earth's microseismic background between 20 and 40 seconds, *Bulletin Geological Society of America*, **88** (3), 744-757.
- Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. García, y C. Valdés-González (2010), S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, **115** (B6), B06307, doi: 10.1029/2009JB006332.
- Iglesias, A., V. M. Cruz-Atienza, N. M. Shapiro, S. K. Singh, y J. F. Pacheco (2001), Crustal structure of south-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geofísica Internacional*, **40** (3), 181-190.
- Jones, C. H., H. Kanamori, y S. W. Roecker (1994), Missing roots and mantle 'drips': regional Pn and teleseismic arrival times in the southern Sierra Nevada and vicinity, California, *Journal Geophysical Research*, **99** (B3), 4567-4601, doi: 10.1029/93JB01232.
- Kedar, S. (2011), Source distribution of ocean microseisms and implications for time-dependent noise tomography, *C. R. Geoscience*, **343**, 548-557, doi: 10.1016/j.crte.2011.04.005.
- Kedar, S., M. S. Longuet-Higgins, F. Webb, N. Graham, R. Clayton, y C. Jones (2008), The origin of deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean, *Proceedings of the Royal Society A*, **464**, 777-793.
- Keilis-Borok, V. I., A. L. Levshin, T. B. Yanovskaja, A. V. Lander, B. G. Bukchin, M. Barmin, L. Ratnikova, y E. N. Its (1989), Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous earth, edited, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 293, pp.
- Kirpatrick, S., C. D. Gelatt, y M. P. Vecchi (1983), Optimization by simulated annealing, *Science*, **220**, 671-680.
- Kos, S., y P. Littlewood (2004), Statistical physics: Hear the noise, *Nature*, **431**, 29, doi: 10.1038/431029a.
- Kravtsov, Y. A. (1988), *Rays and caustics as physical objects*, Elsevier, Amsterdam, 227-348 pp.
- LaCoss, R. T., E. J. Kelly, y M. N. Toksöz (1969), Estimation of seismic noise using arrays, *Geophysics*, **34** (1), 21-38.
- Larose, E., A. Khan, Y. Nakamura, y M. Campillo (2005), Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (16), L16201, doi: 10.1029/2005GL023518.



- Larose, E., M. Derode, M. Campillo, y M. Fink (2004), Imaging from one-bit correlation of wide-band diffuse wavefield, *Journal of Applied Physics*, **95**, 8393-8399.
- Larson, E., y G. Ekström (2001), Global models of surface wave group velocity, *Pure appl. geophys.*, **158** (8), 1377-1399.
- Laske, G., y G. Masters (1997), A global digital map of sediment thickness, *Eos Trans. AGU*, **78** (F483).
- Lekić, V., M. Panning, y B. A. Romanowicz (2010), A simple method for improving crustal corrections in waveform tomography, *Geophys. J. Int.*, **182**, 265-278, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04602.x.
- Levshin, A. L. (2010), Lectures on surface-wave seismology, Advanced School on Direct and Inverse Problems of Seismology, Center of Theoretical Physics, Trieste, Italy.
- Levshin, A. L., M. H. Ritzwoller, y J. S. Resovsky (1999), Source effects on surface wave group travel times and group velocity maps, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **115** (3-4), 293-312.
- Levshin, A. L., M. P. Barmin, M. Ritzwoller, y J. Trampert (2005), Minor-arc and major-arc global surface wave diffraction tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **149**, 205-223.
- Levshin, A. L., T. B. Yanovskaya, A. V. Lander, B. G. Bukchin, M. P. Barmin, L. I. Ratnikova, y E. N. Its (1989), Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth, edited by V. I. Keilis-Borok, Kluwer Academic, Dordrecht, 293 p.
- Levshin, A. L., V. F. Pisarenko, y G. A. Pogrebinsky (1972), On a frequency-time analysis of oscillations, *Annales Geophysicae*, **28**, 211-218.
- Levshin, A. L., y M. H. Ritzwoller (2001), Automated detection, extraction, and measurement of regional surface waves, *Pure appl. geophys.*, **158** (8), 1531-1545.
- Li, H., W. Su, C.-Y. Wang, Z. Huang, y Z. Lv (2010), Ambient noise Love wave tomography in the eastern margin of the Tibetan plateau, *Tectonophysics*, **491** (1-4), 194-204, doi: 10.1016/j.tecto.2009.12.018.
- Liang, C., y C. A. Langston (2008), Ambient seismic noise tomography and structure of eastern North America, *J. Geophys. Res.*, **113** (B3), B03309, doi: 10.1029/2007JB005350.
- Lin, F.-C., M. H. Ritzwoller, J. Townend, S. Bannister, y M. K. Savage (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zealand, *Geophys. J. Int.*, **170** (2), 649-666, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03414.x.
- Lin, F.-C., M. P. Moschetti, y M. H. Ritzwoller (2008), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, **173** (1), 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lizarralde, D., *et al.* (2007), Variation in styles of rifting in the Gulf of California, *Nature*, **448** (7152), 466-469, doi: 10.1038/nature06035.
- Lobkis, O. I., y R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.*, **110**, 3011-3017.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, **243**, 1-35.
- Macelwane, J. B., S.J. (1952), Sketch of the history of microseisms, Arden House, Harriman, N.Y., 3-6 pp.
- Magnani, M. B., C. A. Zelt, A. R. Levander, y M. Schmitz (2009), Crustal structure of the South American–Caribbean plate boundary at 67°W from controlled source seismic data, *J. Geophys. Res.*, **114** (B2), B02312, doi: 10.1029/2008JB005817.
- Malcom, A. E., y J. A. Scales (2004), Extracting the Green function from diffuse, equipartition waves, *Phys. Rev. E*, **70** (015601 (R)), doi: 10.1103/PhysRevE.70.015601.
- Marshall, J. S. (2007), Geomorphology and physiographic provinces of Central America, in *Central America: Geology, resources and hazards*, edited by J. Bundschuh y G. Alvarado, Taylor and Francis, London, 75-122 pp.
- Mauffret, A., y S. Leroy (1997), Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province, *Tectonophysics*, **283**, 61-104.

- McNamara, D. E., J. McCarthy, y H. M. Benz (2006), Improving earthquake and tsunami warning for the Caribbean Sea, Gulf of Mexico and the Atlantic coast, Washington, DC.
- McNamara, D. E., y R. P. Buland (2004), Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **94** (4), 1517-1527.
- Melgar, D., y C. Pérez-Campos (2010), Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions, *Pure appl. geophys.* (168), 1449-1460, doi: 10.1007/s00024-010-0199-5.
- Menke, W., y D. Abbot (1990), *Geophysical theory*, Columbia University Press, New York, 458 pp.
- Metropolis, N., A. W. Rosenbluth, M. N. Rosenbluth, A. H. Teller, y E. Teller (1953), Equation of state calculations by fast computing machines, *Journal Chemical Physics*, **21**, 1087-1092, doi: <http://dx.doi.org/10.1063/1.1699114>.
- Miller, M. S., A. R. Levander, F. Niu, y A. Li (2009), Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, **114** (B1), B01312, doi: 10.1029/2007JB005507.
- Milne, J. (1883), Earth pulsations, *Trans. Seismol. Soc. of Japan* (VI), 1-12.
- Moschetti, M. P., M. H. Ritzwoller, y N. M. Shapiro (2007), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **8** (8), Q08010, doi: 10.1029/2007GC001655.
- Mulargia, F. (2012), The seismic noise wavefield is not diffuse, *Journal Acoust. Soc. Am.*, **131** (4), 2853-2858.
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, y W. R. Roest (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9** (4), Q04006, doi: 10.1029/2007GC001743.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, Y. Fukao, y K. Obara (2008), Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors, *Geophys. Res. Lett.*, **35** (16), L16307, doi: 10.1029/2008GL034753.
- Nishida, K., J.-P. Montagner, y H. Kawakatsu (2009), Global surface wave tomography using seismic hum, *Science*, **326** (5949), 112, doi: 10.1126/science.1176389.
- Niu, F., T. Bravo, G. L. Pavlis, F. L. Vernon, H. Rendon, M. Bezada, y A. R. Levander (2007), Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela, *J. Geophys. Res.*, **112** (B11), B11308, doi: 10.1029/2006JB004802.
- Officer, C. B., J. I. Ewing, J. F. Hennion, D. G. Harkrider, y D. E. Miller (1959), Geophysical investigations in the eastern Caribbean: Venezuela basin, Antillas island arc, and Puerto Rico trench, *Phys. Chem. Earth*, **3**, 803-827.
- Omori, F. (1901), Publications of the earthquake investigation, *Committee in Foering Languages*, 1-82.
- Ortega-Gutiérrez, F., R. L. Sedlock, y R. C. Speed (1994), *Phanerozoic tectonic evolution of Mexico*, Decade of North American Geology Summary, 265-306 pp.
- Otemöller, L., N. M. Shapiro, S. K. Singh, y J. Pacheco (2002), Lateral variation of Lg wave propagation in southwestern Mexico, *Journal Geophysical Research*, **107**, doi: 10.1029/2001JB000206.
- Panning, M. P., V. Lekić, y B. A. Romanowicz (2010), Importance of crustal corrections in the development of a new global model of radial anisotropy, *J. Geophys. Res.*, **115** (B12325), 1-8, doi: 10.1029/2010JB007520.
- Pardo, M., y G. Suárez (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100** (B7), 12357-12373, doi: 10.1029/95JB00919.
- Parsons, B., y J. G. Sclater (1977), An analysis of the variation of floor bathymetry and heat flow with age, *Journal Geophysical Research*, **82**, 803-827, doi: 10.1029/JB082i005p00803.
- Parsons, T., y J. McCarthy (1996), Crustal and upper mantle velocity structure of the Salton Trough, southeast California, *Tectonics*, **15** (2), 456-471, doi: 10.1029/95TC02616.

- Persaud, P., X. Pérez-Campos, y R. W. Clayton (2007), Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions, *Geophys. J. Int.*, **170** (2), 687-699, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03412.x.
- Peterson, J. (1993), Observation and modeling of seismic background noise, *Open-file report 93-322 Rep.*, U.S. Geological Survey, Albuquerque, New Mexico, 42 pp.
- Pindell, J. L. (1985), Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean, *Tectonics*, **4**, 1-40, doi: 10.1029/TC004ip00001.
- Pindell, J., y L. Kennan (2009), Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. The origin and evolution of the region between North and South America, *Geological Society London Special Publication*, **328**, 1-55.
- Porter, R., H. Gilbert, G. Zandt, S. Beck, L. Warren, J. Calkins, P. Alvarado, y M. Anderson (2012), Shear wave velocities in the Pampean flat-slab region from Rayleigh wave tomography: Implications for slab and upper mantle hydration, *J. Geophys. Res.*, **117** (B11301), 1-21, doi: 10.1029/2012JB009350.
- Prieto, G. A., J. F. Lawrence, y G. C. Beroza (2009), Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field, *J. Geophys. Res.*, **114** (B7), B07303, doi: 10.1029/2008JB006067.
- Rascle, N., F. Adrhuin, P. Queffelec, y D. Croise-Fillon (2008), A global wave parameter database for geophysical applications. Part I: Wave-current-turbulence interaction parameters for the open ocean based on traditional parametrization, *Ocean Modelling Journal*, **25**, 154-171.
- Renalier, F., D. Jongmans, M. Campillo, y P.-Y. Bard (2010), Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation, *J. Geophys. Res.*, **115** (F3), F03032, doi: 10.1029/2009JF001538.
- Rickett, J., y J. F. Claerbout (1999), Acoustic daylight imaging via spectral factorization: helioseismology and reservoir monitoring, *The Leading Edge*, **18**, 957-960.
- Ritzwoller, M. H., F. C. Lin, y W. Shen (2011), Ambient noise tomography with a large seismic array, *C. R. Geoscience*, **343** (8-9), 558-570, doi: 10.1016/j.crte.2011.03.007.
- Ritzwoller, M. H., N. M. Shapiro, M. P. Barmin, y A. L. Levshin (2002), Global surface wave diffraction tomography, *J. Geophys. Res.*, **107** (B12), 2335, doi: 10.1029/2002JB001777.
- Roux, P., K. G. Sabra, P. Gerstoft, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005), P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (19), L19303, doi: 10.1029/2005GL023803.
- Roux, P., y W. A. Kuperman (2004), Extracting coherent wave fronts from acoustic ambient noise in the ocean, *Journal of Acoustical Society of America*, **116** (4), 1995-2003, doi: 10.1121/1.1797754.
- Rytov, S. M., Y. A. Kravtsov, y V. I. Tatarskii (1989), Principles of statistical radiophysics 4: Wave propagation through random media, edited by Springer, Berlin, 198 p.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005), Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (3), L03310, doi: 10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005), Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.*, **32** (14), L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.
- Sánchez-Sesma, F. J., J. A. Pérez-Ruiz, M. Campillo, y F. Luzón (2006), Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem, *Geophys. Res. Lett.*, **33** (13), L13305, doi: 10.1029/2006GL026454.
- Sánchez-Sesma, F. J., y M. Campillo (2006), Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **96** (3), 1182-1191, doi: 10.1785/0120050181.
- Sandwell, D. T., y W. H. F. Smith (1997), Marine gravity anomalies from GEOSAT and ERS-1 satellite altimetry, *Journal Geophysical Research*, **102**, 10,039-10,054, doi: 10.1029/96JB03223.
- Savage, B., y Y. Wang (2012), Integrated model of the crustal structure in the gulf of California extensional province, *Bulletin Geological Society of America*, **102** (2), 878-885.

- Schimmel, M., E. Stutzmann, y J. Gallart (2010), Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale, *Geophys. J. Int.*, **184** (1), 494-506, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04861.x.
- Schimmel, M., y H. Paulssen (1997), Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase weighted stacks, *Geophys. J. Int.*, **130**, 497-505, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x.
- Seats, K. J., J. F. Lawrence, y G. A. Prieto (2011), Improved ambient noise correlation functions using Welch's method, *Geophys. J. Int.*, **188**, 513-523, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05263.x.
- Sedlock, R. L. (1993), Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper*, **278**, 153 pp.
- Sens-Schönfelder, C., y U. Wegler (2011), Passive image interferometry for monitoring crustal changes with ambient seismic noise, *C. R. Geoscience*, **343** (8-9), 639-651, doi: 10.1016/j.crte.2011.02.005.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans, y F. J. Sánchez-Sesma (1997), Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, **128**, 151-166.
- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, y M. H. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, **307** (5715), 1615-1618, doi: 10.1126/science.1108339.
- Shapiro, N. M., M. H. Ritzwoller, y G. D. Bensen (2006), Source location of the 26 sec microseism from cross-correlations of ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **33** (18), L18310, doi: 10.1029/2006GL027010.
- Shapiro, N. M., y M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **31** (L07614), doi: 10.1029/2004GL019491.
- Shapiro, N. M., y M. H. Ritzwoller (2002), Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle, *Geophys. J. Int.*, **151** (1), 88-105.
- Siebert, L., y T. Simkin (2002), Volcanoes of the world: an illustrated catalog of Holocene volcanoes and their eruptions, <http://www.volcano.si.edu>.
- Singh, S. K., y J. Lermo (1985), Mislocation of Mexican earthquakes as reported in international bulletins, *Geofísica Internacional*, **24** (2), 333-335.
- Smith, W. H. F., y D. T. Sandwell (1997), Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, **277**, 1956-1962.
- Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, **69** (046610), 1-8, doi: 10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Spetzler, J., J. Trampert, y R. K. Snieder (2001), Are we exceeding the limits of the great circle approximation in global surface wave tomography?, *Geophys. Res. Lett.*, **28** (12), 2341-2344.
- Spetzler, J., J. Trampert, y R. K. Snieder (2002), The effect of scattering in surface wave tomography, *Geophys. J. Int.*, **149** (3), 755-767.
- Stehly, L., B. Fry, M. Campillo, N. M. Shapiro, J. Guilbert, L. Boschi, y D. Giardini (2009), Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise, *Geophys. J. Int.*, **178** (1), 338-350, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04132.x.
- Stehly, L., M. Campillo, B. Froment, y R. L. Weaver (2008), Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation (C3) of ambient seismic noise, *J. Geophys. Res.*, **113** (B11), B11306, doi: 10.1029/2008JB005693.
- Stehly, L., M. Campillo, y N. M. Shapiro (2006), A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *J. Geophys. Res.*, **111** (B10), B10306, doi: 10.1029/2005JB004237.
- Stehly, L., M. Campillo, y N. M. Shapiro (2007), Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts, *Geophys. J. Int.*, **171** (1), 223-230, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03492.x.
- Stein, C. A., y S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, **359**, 123-129.

- Stock, J. M., y K. V. Hodges (1989), Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, *Tectonics*, **8**, 99-115.
- Stockwell, R. G., L. Mansinha, y R. P. Lowe (1996), Localization of the complex spectrum: the S transform, *IEEE Trans. Signal Process*, **44** (4), 998-1001.
- Stubailo, I., C. Beghein, y P. M. Davis (2012), Structure and anisotropy of the Mexico subduction zone based on Rayleigh-wave analysis and implications for the geometry of the Trans-Mexican Volcanic Belt, *J. Geophys. Res.*, **117** (B05303), 16, doi: 10.1029/2011JB008631.
- Stutzmann, E., M. Schimmel, G. Patau, y A. Maggi (2009), Global climate imprint on seismic noise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **10** (11), Q11004, doi: 10.1029/2009GC002619.
- Swyer, D. S., R. T. Buffler, y R. H. J. Pilger (1991), The crust under the gulf of Mexico basin, in *The Geology of North America*, edited by A. Salvador, The Geological Society of America, 53-72 pp.
- Tanimoto, T. (2007), Excitation of microseisms, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (5), L05308, doi: 10.1029/2006GL029046.
- Trampert, J., H. Paulsen, A. van Wettum, j. Ritsema, R. W. Clayton, R. Castro, C. J. Rebollar, y A. Pérez-Verti (2003), New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico, *Eos Trans. AGU*, **84**, 29-32.
- Trampert, J., y J. H. Woodhouse (1995), Global phase velocity maps of Love and Rayleigh waves between 40 and 150 s, *Geophys. J. Int.*, **144**, 165-174.
- Tsai, V. C. (2009), On establishing the accuracy of noise tomography travel-time measurements in a realistic medium, *Geophys. J. Int.*, **178** (3), 1555-1564, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04239.x.
- Tsai, V. C. (2010), The relationship between noise correlation and the Green's function in the presence of degeneracy and the absence of equipartition, *Geophys. J. Int.*, **182**, 1509-1514, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04693.x.
- Tsai, V. C., y M. P. Moschetti (2010), An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results, *Geophys. J. Int.*, **182**, 454-460, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04633.x.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y J. Flores-Ruiz (1996), Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico, *Geology Review*, **38**, 176-194.
- Vdovin, O., J. Rial, A. L. Levshin, y M. H. Ritzwoller (1999), Group-velocity tomography of South America and the surrounding oceans, *Geophys. J. Int.*, **136** (2), 324-340.
- Villaseñor, A., Y. Yang, M. H. Ritzwoller, y J. Gallart (2007), Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (11), L11304, doi: 10.1029/2007GL030164.
- Walker, S. C. (2012), Coherence and interference in diffuse noise: On the information and statistics associated with spatial wave correlations in directional noise fields, *J. Acoust. Soc. Am.*, **131** (3), 1987-1998.
- Wang, Y., D. W. Forsyth, y B. Savage (2009), Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California, *Nature*, **462** (7272), 499-501, doi: 10.1038/nature08552.
- Wang, Z., y F. A. Dahlen (1995), Validity of surface-wave theory on a laterally heterogeneous Earth, *Geophys. J. Int.*, **123**, 757-773.
- Wapenaar, K. (2004), Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Physical Review Letters*, **93**, 254391-254395.
- Wapenaar, K., E. Slob, y R. Snieder (2006), Unified Green's function retrieval by cross correlation, *Physical Review Letters*, **97** (234301), 1-4.
- Weaver, R. L. (2005), Information from seismic noise, *Science*, **307**, 1568-1569.
- Weaver, R. L., y O. I. Lobkis (2001), Ultrasonics without a source: thermal fluctuation correlations at MHz frequencies, *Physical Review Letters*, **87** (13), 134301, doi: 10.1103/PhysRevLett.87.134301.

- Webb, S. C. (2007), The Earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves, *Nature*, **445** (7129), 754-756, doi: 10.1038/nature05536.
- Wernicke, B. P., G. J. Anzen, y J. K. Snow (1988), Basin and Range extensional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada, *Bulletin Geological Society of America*, **100** (11), 1738-1757.
- Wiechert, E. (1904), in Gerlands Beitrag Geophysik, in *Verhandlungen der Zweiten Internationalen Seismologischen Konferenz*, edited, W. Englemann, Leipzig, Germany, 41-43 pp.
- Woodhouse, J. H. (1974), Surface waves in a laterally varying layered structure., *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **68** (37), 461-490.
- Woodhouse, J. H., y J. Trampert (1995), Global upper mantle structure inferred from surface wave and body wave data, *Eos Trans. AGU*, **76** (46), F422.
- Yang, Y., M. H. Ritzwoller, A. L. Levshin, y N. M. Shapiro (2007), Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe, *Geophys. J. Int.*, **168** (1), 259-274, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03203.x.
- Yang, Y., y M. H. Ritzwoller (2008), Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **9** (2), Q02008, doi: 10.1029/2007GC001814.
- Yang, Y., y M. H. Ritzwoller (2008), Teleseismic surface wave tomography in the western U.S. using the Transportable Array component of USArray, *Geophys. Res. Lett.*, **35** (4), L04308, doi: 10.1029/2007GL032278.
- Yanovskaja, T. B., y P. G. Ditmar (1990), Smoothness criteria in surface-wave tomography, *Geophys. J. Int.*, **102**, 63-72.
- Yao, H., C. Beghein, y R. D. van der Hilst (2008), Surface wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis – II. Crustal and upper-mantle structure, *Geophys. J. Int.*, **173** (1), 205-219, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03696.x.
- Yao, H., P. Gouédard, J. A. Collins, J. J. McGuire, y R. D. van der Hilst (2011), Structure of young East Pacific Rise lithosphere from ambient noise correlation analysis of fundamental- and higher-mode Scholte-Rayleigh waves, *C. R. Geoscience*, **343**, 571-583.
- Yao, H., R. D. van der Hilst, y M. V. de Hoop (2006), Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis - I. Phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, **166** (2), 732-744, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.
- Yoshizawa, K., y B. L. N. Kennett (2002), Determination of the influence zone for surface wave paths, *Geophys. J. Int.*, **149** (2), 440-453.
- Young, M. K., N. Rawlinson, P. Arroucau, A. M. Reading, y H. Tkalčić (2011), High-frequency ambient noise tomography of southeast Australia: new constraints on Tasmania's tectonic past, *Geophys. Res. Lett.*, **38** (L13313), L13313.
- Zeng, X., y S. Ni (2010), A persistent localized microseismic source near the Kyushu Island, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **37** (24), L24307, doi: 10.1029/2010GL045774.
- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev, y T. Meier (2007), Surface wave tomography of the Gulf of California, *Geophys. Res. Lett.*, **34** (15), L15305, doi: 10.1029/2007GL030631.
- Zhang, X., H. Paulssen, S. Lebedev, y T. Meier (2009), 3D shear velocity structure beneath the Gulf of California from Rayleigh wave dispersion, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **279** (3-4), 255-262, doi: 10.1016/j.epsl.2009.01.003.
- Zhang, X., y H. Paulssen (2012), Geodynamics of the Gulf of California from surface wave tomography, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **192-193**, 59-67.
- Zhou, L., J. Xie, W. Shen, Y. Zheng, Y. Yang, H. Shi, y M. H. Ritzwoller (2012), The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography, *Geophys. J. Int.*, **189** (3), 1565-1583, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x.

